UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE METEOROLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER PAMIRGEBIETE

(ERGEBNISSE EINER REISE IN OSTBUCHARA)

VON

DR. HEINRICH FICKER

(MIT 17 TEXTFIGUREN UND 1 KARTENSKIZZE)

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 12. JUNI 1919

Einleitung.

Im Jahre 1908 habe ich unter dem Titel »Zur Meteorologie von Westturkestan«[1] eine Abhandlung veröffentlicht, die auf Grund zehnjähriger Beobachtungen einer Reihe von Stationen des russischen Stationsnetzes eine Übersicht über die klimatischen Verhältnisse Westturkestans zu geben versuchte. Der Wert dieser rein klimatologischen Arbeit wird durch den Umstand wesentlich beeinträchtigt, daß ich zu jener Zeit Westturkestan noch nicht persönlich kannte.

Wenn ich nun abermals über die meteorologischen Verhältnisse speziell turkestanischer Gebirge eine Untersuchung vorlege, so liegt Ursache und Rechtfertigung darin, daß mir unterdessen eine Reise in den Gebirgen Ostbucharas die persönliche Kenntnis jener entlegenen Gebiete vermittelt und mir nicht nur Gelegenheit zu eigenen Beobachtungen gegeben, sondern auch die Überzeugung beigebracht hat, daß jene erste Untersuchung besonders in meteorologischer Beziehung vollständig ungenügend gewesen ist.

In der vorliegenden Arbeit, in der das Interesse an meteorologischen Fragen überwiegt, sind die Ergebnisse einer halbjährigen Reise in Ostbuchara mit Ergebnissen langjähriger Beobachtungen an meteorologischen Stationen Westturkestans kombiniert. Die Verlockung, mich auf die Reisebeobachtungen allein zu beschränken und einen meteorologischen Reisebericht in der Art zu verfassen, in der J. W. Sandström seine Untersuchung »Eine meteorologische Forschungsreise in dem schwedischen Hochgebirge«[2] veröffentlicht hat, war allerdings sehr groß und um so größer, als ich glaube, daß diese Art meteorologischer Berichte in der Zukunft eine sehr beliebte werden wird.

Wenn ich trotzdem auf diese lebendige, eindrucksvolle Art der Darstellung verzichte, geschieht es in der Überzeugung, daß durch die Kombinierung der Reisebeobachtungen mit russischem Stations-

[1] Denkschr. der k. Akad. der Wiss. Bd. LXXXI, Wien 1908.

[2] Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Bd. 50, Nr. 9. Uppsala 1913.

material der wissenschaftliche Gehalt der Veröffentlichung schon deshalb ein unvergleichlich größerer werden muß, weil gerade die Reisebeobachtungen trotz ihres geringen Umfanges sich als ausgezeichnete Wegweiser bei Bearbeitung des Stationsmaterials bewährt haben. Hierin liegt ja der Wert derartiger Reisebeobachtungen, selbst in Gebieten, die ein regelmäßig funktionierendes meteorologisches Netz besitzen.

Der Wert der Reisebeobachtungen ist dadurch nicht erschöpft. Durch den raschen Ortswechsel — an sich der Hauptnachteil eines meteorologischen Reisematerials — ergibt sich Gelegenheit zu Beobachtungen (Vegetationsgrenzen, Firnlinie, Vergletscherung), die uns kein Stationsmaterial bieten kann. Kommt ferner hinzu, daß in dem von der Reiseroute durchzogenen Gebiete überhaupt keine Stationen sich befanden, so ergibt sich durch das Reisematerial Gelegenheit, ein noch unbekanntes Gebiet wenigstens in großen Zügen an bekannte Gebiete anzuschließen.

Eine eingehende Benützung des russischen Stationsmaterials erscheint mir noch aus einem anderen Grunde geboten. Das ausgezeichnete russische Stationsnetz Turkestans ist durch die Entwicklung der politischen Verhältnisse im russischen Reich entweder gänzlich vernichtet oder doch für längere Zeit außer Tätigkeit gesetzt. Eine Ausnutzung des vorhandenen Beobachtungsmaterials scheint mir aber um so mehr geboten, als das Netz Westturkestans die einzige Verbindung zwischen dem europäischen und indischen Netz dargestellt hat.

Ich habe das Zahlenmaterial möglichst beschränkt, da ja die eingangs erwähnte Untersuchung ausführliche Tabellen der klimatischen Mittelwerte enthält. Nur dort, wo jene Untersuchung zu mangelhaft ist, wie zum Beispiel bei Erörterung der Bewölkungsverhältnisse, sind Ergänzungen nötig.

Mit Rücksicht darauf, daß das in Betracht kommende Gebirgssystem in großem Umfang Hochsteppengebiete aufweist, ist die Klarlegung der meteorologischen Verhältnisse und Wirkungen einer Hochsteppe im Gegensatz zum Gebirge der Hauptzweck dieser Untersuchung. Parallelen mit den Alpen werden sich häufig ergeben und der Gegensatz zwischen West- und Ostturkestan kann schon deshalb nicht unberücksichtigt bleiben, weil die Hochsteppe und die von ihr ausgehenden Gebirge das Grenzgebiet sind.

Von einem Abdruck der gesamten Reisebeobachtungen sehe ich ab, nicht nur mit Rücksicht auf den Umfang der Untersuchung, sondern auch deshalb, weil viel unnötiger Ballast mit veröffentlicht werden müßte. Mit Rücksicht auf viele Ortsangaben im Text ist aber eine kurze Schilderung unserer Reiseroute unerläßlich.

Das Reisegebiet.

Im Frühling des Jahres 1913 entsandte der Deutsche und Österreichische Alpenverein eine Expedition in das Khanat Buchara. Leiter dieser Expedition war Herr W. R. Rickmers, Teilnehmer waren Dr. Klebelsberg (Geologe), Dr. Deimler (†) (Geodät), Verfasser (Meteorologe). Die Expedition verließ am 17. Mai 1913 Samarkand, überschritt die niedrige Kemkutankette, 2214 *m* (Westausläufer der Hissarischen Kette), und erreichte damit das bereits auf bucharischem Gebiet liegende Becken von Kitab-Scharschaus. Den Übergang über den Hauptkamm der Hissarischen Kette (Mai) vermittelte der Paß Sangardak (Langarimardan, 3450 *m*). Längs des Südfußes der genannten Kette zogen wir durch das sogenannte mittelbucharische Talbecken, das den Mittelläufen der Flüsse Surchan-Kafirnihan angehört. Über die niedrige Wasserscheide von Obi Garm erreichten wir am 27. Juni unser eigentliches Arbeitsgebiet, das Tal des Flusses Wachsch-Surchob-Muksu.[1]

[1] Dieser bedeutendste Nebenfluß des Amudarja führt von seiner Mündung bis zur Einmündung des Chingob den Namen Wachsch, bis zur Vereinigung des Muksu mit dem Kisilsu den Namen Surchob; der Kisilsu führt in das Maital (Hochsteppe), der Muksu in grandioser Durchbruchsschlucht ebenfalls zur Hochsteppe.

Von Ende Juni bis Ende September blieben wir im Bereiche der Kette Peters des Großen (Periochtau), die ihren Ursprung am westlichen Pamirrand nimmt und, gegen Westen ziehend, bei der Einmündung des Chingob in den Surchob ihr Ende findet. Während dieser drei Monate verbrachten wir die Zeit vom 16. Juli bis 28. August auf der Hochfläche von Tuptschek (Karaschura) zwischen westlicher und östlicher Kette Peters des Großen, wobei unsere Lagerplätze sich in Höhen von 2820 bis 3150 *m* hielten, von zahlreichen Hochgebirgsexkursionen abgesehen. Diese Hochfläche hat Pamircharakter und der Aufenthalt war besonders wegen des Vergleiches mit der Station Pamirski Post wichtig. Auf der Südseite der Kette Peters des Großen (Tal des Chingob) verweilten wir vom 29. August bis 26. September; Standquartier längerer Dauer Paschimgar, 2660 *m*. Den Rückweg nach Samarkand nahmen Dr. Klebelsberg und ich über Mittelbuchara und den Hauptkamm der Hissarischen Kette in das Serafschantal, wobei wir die Pässe Schuturgardan, 3475 *m*, und Laudan, 3600 *m*, überschritten.

Das Reisegebiet ist kartographisch festgelegt durch die russische Zehnwerstkarte (1 : 420.000), die ein verhältnismäßig zuverlässiges Bild der Haupttäler gibt, aber die Seitentäler und die Hochregion vollkommen ungenügend darstellt, da die Karte, auf Routenaufnahmen basierend, nichts anderes ist als eine erste Grundlage. Sie enthält nur sehr wenige Höhenangaben. Unsere ganze Reiseroute berührte nur 60 Punkte, die auf der Karte mit einer barometrisch berechneten Höhenzahl versehen sind. Die Höhenzahlen sind wenig genau aus Gründen, auf die bei Besprechung der Luftdruckbeobachtungen eingegangen werden muß und die beweisen werden, daß auch die von uns berechneten Höhen nicht sehr genau sein können. Dieser geringe Grad von Genauigkeit der Höhenangaben spielt für die meteorologischen Betrachtungen keine Rolle.

Die turkestanische Abteilung der Russischen Geographischen Gesellschaft hat einen von Oberst P. K. Saljesski bearbeiteten Katalog aller nach Länge, Breite und Höhe vermessenen Punkte des ehemaligen turkestanischen Militärbezirkes veröffentlicht. Dieser wertvolle Katalog,[1] für dessen gründliche, kritische Bearbeitung der Name des durch seine Schweremessungen in Turkestan rühmlich bekannten Verfassers bürgt, gibt für unser Reisegebiet nur 35 vermessene Punkte, von welchen die Hälfte auf die Gebirgsgebiete im engeren Sinne entfällt. Die Höhenzahlen beruhen ebenfalls auf barometrischer Messung. Die Höhenangaben der meteorologischen Stationen entnehme ich grundsätzlich den russischen meteorologischen Jahrbüchern (Annales de l'Observatoire physique central Nicolas), da diesen Angaben meist mehrjährige Luftdruckbeobachtungen zu Grunde liegen.

Benutzte Instrumente.

Temperatur und Feuchtigkeit wurden ausschließlich mit Assmann's aspirierten Thermometern gemessen, von welchen zwei Stücke des kleinen Modells mitgeführt wurden. Ferner wurden ein Schwarzkugel-Vakuumthermometer und verschiedene Thermometer zur Messung im Erdboden und Wasser benutzt.

Zur Luftdruckmessung dienten ein Heberbarometer von Jaborka in Wien (Modell für Ballonaufstiege), ein ebenfalls auf vielen Ballonfahrten erprobtes englisches Aneroid und zwei Siedepunktsthermometer (von Fueß und Casella). Zur Registrierung von Temperatur und Luftdruck in den Standquartieren längerer Dauer führte ich kleine Modelle von Richard mit.

Ich hatte die Absicht, den langen Aufenthalt in größeren Höhen unter den günstigen klimatischen Bedingungen Turkestans zu zahlreichen Messungen der nächtlichen Ausstrahlung zu verwenden, da diese Spezialmessungen mir des einfachen Apparates (Angströms Tulipa) wegen mit dem Stil und Zweck unserer Expedition vereinbar schienen. Leider wurde der Apparat trotz sorgfältiger Verpackung durch den Sturz eines Packpferdes unbrauchbar, ehe ich eine längere Messungsserie in größerer Höhe durchgeführt hatte. Im übrigen sind auf einer derartigen Reise die Augen des Beobachters bestes Instrument, das uns gerade jene Feststellungen ermöglicht, die wir in den Beobachtungsjournalen stabiler Stationen gewöhnlich vergebens suchen.

Methode der Beobachtungen, Bearbeitung des Materials.

Da unsere Expedition in erster Linie die Erforschung der Hochgebirgsregion durch möglichst zahlreiche Exkursionen in das Hochgebirge zur Aufgabe hatte, konnte selbst in den Standquartieren längerer Dauer den instrumentellen Beobachtungen nur wenig Zeit gewidmet werden. Ich habe mich zwar bemüht, Temperatur und Feuchtigkeit alltäglich zu den gleichen Stunden zu beobachten, konnte es aber durchaus nicht immer durchführen. Im allgemeinen legte ich mehr Wert auf die Führung eines Wetterjournals und die Beobachtung einzelner Witterungsvorgänge, in der Meinung, daß die meteorologischen Eigentümlichkeiten einer flüchtig passierten Gegend viel besser aus derartigen Beobachtungen erschlossen werden können, als aus lückenhaften Instrumentalbeobachtungen bei raschem Wechsel des

[1] Полнiй каталогъ астрономическихъ опредѣленiй туркестанскаго военнаго округа и прилегающихъ къ нему земель (1867—1911 г.). — Ташкентъ 1911 г.

Aufenthaltsortes. Als Beispiel erwähne ich, daß ein gewissenhaft geführtes Reisejournal ein viel zutreffenderes Bild der Gewittertätigkeit in diesen Gebirgen liefert als die langjährigen Beobachtungen zahlreicher Stationen in der Randzone des Gebirges, abgesehen davon, daß aus diesen Stationsbeobachtungen niemals die Eigenart turkestanischer Gebirgsgewitter deutlich wird.

Einen großen Wert legte ich nur auf das Funktionieren der Registrierapparate in den Standquartieren, weil mir nur diese Registrierungen in Verbindung mit gleichzeitigen Temperaturmessungen in größeren Höhen die Möglichkeit geben konnten, die Temperaturabnahme mit der Höhe zu berechnen. Warum ich dieser Berechnung von vornherein großen Wert beigemessen habe, geht aus den betreffenden Abschnitten dieser Untersuchung deutlich hervor.

Mit dem Reisematerial wurde nun das Material der russischen Stationen kombiniert. Letzteres ist zweifacher Art. Erstens werden Beobachtungen benützt, die während der Dauer unserer Expedition ausgeführt wurden. Über meine Bitte sandte mir das Physikalische Zentralobservatorium Nicolas Abschriften der Beobachtungsbögen von Pamirski Post und Margelan (Skobelew), jedoch ohne Luftdruckbeobachtungen, so daß meine Hoffnung, unsere Höhenberechnungen mit Hilfe der ersteren Station durchführen zu können, sich nicht erfüllte. Ich mußte als Basisstation Andischan benutzen, dessen Luftdruck mir mitgeteilt wurde, aber ohne Temperatur, so daß ich die Temperatur von Margelan einsetzen mußte. Ich erhielt diese Abschriften, für die ich an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche, kurze Zeit vor Ausbruch des Krieges und konnte sie später nicht vervollständigen. Auch während meiner mehr als dreijährigen Kriegsgefangenschaft in Rußland — ein Jahr davon verbrachte ich in Turkestan — bot sich mir keine Gelegenheit zur Vervollständigung des Materials.

Daß die vorliegende Untersuchung sich nicht mehr in erster Linie als Expeditonsbericht darstellt, erklärt sich aus der reichlichen Verwendung vieljährigen Beobachtungsmaterials aus Westturkestan, das aber im Gegensatz zu der eingangs erwähnten Untersuchung mehr nach meteorologischen als nach klimatologischen Gesichtspunkten beurteilt wurde. Eine Grenze läßt sich ja schwer ziehen. Die frühere Arbeit kann man als Vorarbeit zur vorliegenden betrachten. Daß sich in letzterer der Schwerpunkt der Untersuchung zugunsten des Materials der russischen Stationen verschoben hat, darin wird niemand, der sich für Turkestan überhaupt interessiert, einen Nachteil sehen.

Die Beigabe einer Kartenskizze, in der die Reiseroute angedeutet und die Lage der russischen Stationen ersichtlich ist, scheint mir notwendig. Die Kartenskizze zeigt sofort, daß in dem sonst gut mit Stationen besetzten Lande unser Reisegebiet ohne Stationen geblieben ist.[1]

1. Temperaturverhältnisse der Gebirge zwischen Syrdarja und Amudarja im allgemeinen.

Das in der Überschrift genannte Gebiet umfaßt die Gebirgskette des Alai mit der Turkestan- und der Hissarischen Kette, den Transalai, die Kette Peters des Großen, die Darwaserkette mit ihren mannigfachen Verzweigungen, die Wantschkette, die Jasgulemkette; die Roschankette, die Schugnankette und die Kette Nikolaus II (Wachankette). Das ganze, sehr ausgedehnte Gebirgsgebiet umfaßt orographisch alle von der Pamir nach Westen ausstrahlenden Ketten und wird in seiner Gesamtheit als Alai-Pamirsystem bezeichnet.

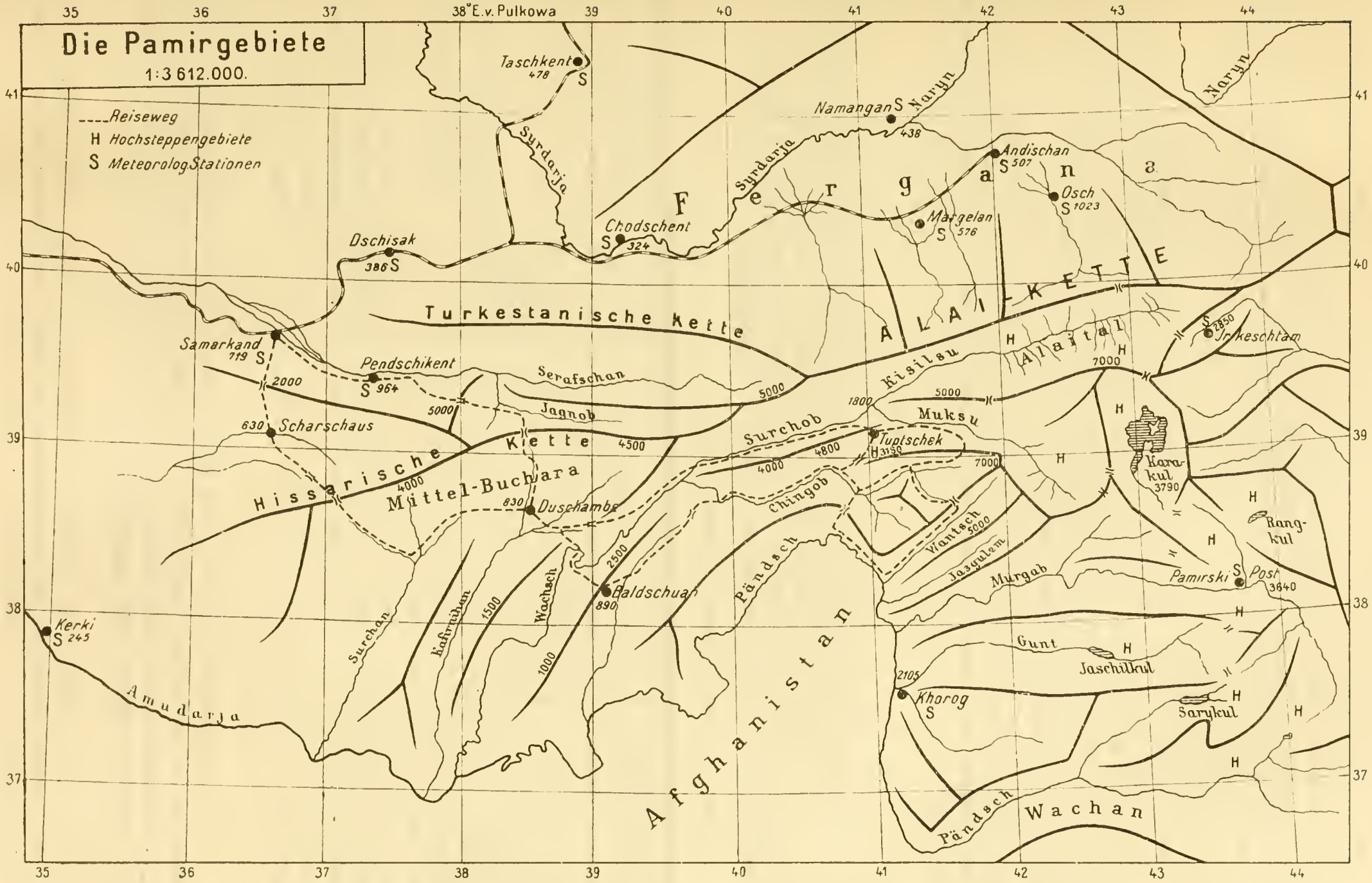
---

[1] Wer sich über die Topographie der Alai-Pamirgebiete eingehender orientieren will, dem können folgende Werke empfohlen werden:

Россія, полное географическое описаніе нашего отечества. Bd. 19 des Sammelwerkes Rossija, Redakteur W. P. Semenow-Tianschanskij. In russischer Sprache.

W. R. Rickmers, The Duab of Turkestan. Cambridge, University Press 1913. In englischer Sprache.

Ö. Olufsen, The second Danish Pamir expedition. Det nordiske forlag. Ernst Bojesen 1903. Enthält neben wichtigen, meteorologischen Beobachtungen eine ausgezeichnete Schilderung der Pamirhochsteppen.


Die Pamirgebiete
1:3 612.000.
Reiseweg
H Hochsteppengebiete
S Meteorolog. Stationen
35
36
37
38° E. v. Pulkowa
39
40
41
42
43
44
Taschkent 478 S
Namangan S
Naryn
438
Andischan S 507
Osch S 1023
Margelan S 576
Chodschent S 324
Syrdarja
Fergana
Dschisak 386 S
Turkestanische Kette
ALAI-KETTE
Alaital
Irkeschtam S 2850
Samarkand 719 S
Pendschikent S 964
Serafschan
Jagnob
Kisilsu
Muksu
Tuptschek H 3155
Karakul 3790
Rangkul
Scharschaus 630
Hissarische Kette
Mittel-Buchara
Duschambe 830
Surchob
Chingob
Wantsch
Jasgulem
Murgab
Pamirski Post S 3640
Baldschuan 890
Pändsch
Afghanistan
Wachan
Kerki S 245
Amudarja
Surchan
Kafirnihan
Wachsch
Gunt
Jaschilkul
Khorog 2105 S
Sarykul
2000
5000
4500
4000
4800
7000
1800
2500
1500
1000

Verglichen zum Beispiel mit den Alpen, erhält dieses Gebiet eine besondere Note durch das Vorkommen ausgedehnter Hochsteppen, wobei zu bemerken ist, daß auch die sogenannte Pamirhochsteppe nicht eine zusammenhängende Hochebene darstellt, sondern durch verschieden orientierte Scheidekämme in mehrere Steppengebiete getrennt ist. Das ehemals viel weiter ausgedehnte abflußlose Gebiet ist heute auf das Steppenbecken um den Hochsee Karakul, 3780 *m*, beschränkt. Die übrigen Steppengebiete finden sich als sehr breite flache Steppentäler am Oberlauf der Flüsse (Amudarja-Pändsch, Gunt, Murghab — Station Pamirski Post —, Alaital im Oberlauf des Surchob-Kisilsu). Außer diesen großen Steppengebieten gibt es eine Reihe von Hochflächen kleineren Umfanges, von welchen für uns die Hochfläche von Tuptschek im Gebiete der Kette Peters des Großen von besonderer Wichtigkeit ist.

Diese Hochsteppen und -flächen sind es, die in Verbindung mit den gewaltigen Durchbruchsschluchten der Flüsse ein von alpinen Verhältnissen sehr abweichendes Relief schaffen, das auch die meteorologischen Verhältnisse in eigentümlicher Weise beeinflußt. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die Steppengebiete trotz ihrer Zahl und ihres Umfanges noch nicht ein Viertel des Gesamtareals des ganzen Gebirgskomplexes einnehmen dürften. Es ist deshalb verfehlt, die durch die Station Pamirski Post festgelegten Verhältnisse als charakteristisch für das ganze Alai-Pamirsystem aufzufassen — ein Irrtum, der durch die geringe Anzahl von Stationen sehr naheliegend ist.

Die geringe Zahl von Stationen besonders im Gebirge verbietet von vornherein, feinere lokale Unterschiede in den Temperaturverhältnissen aufzudecken. Es handelt sich nur um die Festlegung der Grundlinien, um den Unterschied zwischen Hochsteppe und freier Gebirgslage, wobei wir den Vorteil haben, daß wir die Hochsteppe auch mit der niedrigen Wüsten-Steppenzone vergleichen können.

Als Ausgangspunkt nehmen wir die Ergebnisse zehnjähriger Beobachtungen einiger russischer Stationen; wir betrachten selbstverständlich alle hochgelegenen Stationen, während für die Gebirgsrandzone eine kleine Auswahl genügt. Eine repräsentative Station der Wüsten-Steppenzone westlich des Gebirges (Petro Alexandrowsk) ist des Vergleiches wegen beigefügt.

Es ergibt sich damit folgende Stationsübersicht:

Name der Station	Breite		Länge		Höhe	Lage der Station
	Gr.	Min.	Gr.	Min.	*m*	
Petro Alexandrowsk	41	28	61	5	85	Unterlauf des Amudarja.
Kerki	37	50	65	13	262	Mittellauf » »
Taschkent	41	28	69	18	478	Gebirgsrandzone; Mittellauf des Syrdarja.
Margelan	40	20	71	43	576	» Ferghana.
Samarkand	39	39	66	57	719	» Mittellauf des Serafschan.
Pendschikent	39	28	67	33	964	» » »
Osch	40	33	72	47	1023	Ferghana.
Narynsk	41	26	76	2	2015	Oberlauf des Syrdarja (Naryn); Steppental.
Khorog	37	27	71	39	2105	» Amudarja-Pändsch; Schluchttal.
Irkeschtam	39	42	73	54	2850	» chinesischen Kisilsu.
Pamirski Post	38	11	74	2	3540	» Murghab; Hochsteppe.

Ich habe den jährlichen Temperaturgang dieser Stationen zum Teil der in der Einleitung erwähnten Untersuchung entnommen; geringfügige Korrekturen erklären sich durch die Neuberechnung der Werte, die ich als Kriegsgefangener[1] durchgeführt habe. Osch und Pendschikent habe ich erst jetzt berechnet und an die Periode 1894 bis 1903 angeschlossen.

[1] Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle dem Vorstande des meteorologischen Institutes der Universität Kasan, Herrn Professor V. A. Uljanin, und seinen Assistenten, den Herren J. A. Kartikowski und N. F. Puschkin, für die gastfreundliche Aufnahme eines Kriegsgefangenen in ihrem Institute zu danken.

Tabelle 1.

Jährlicher Gang der Temperatur.

	Höhe in *m*	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahresdurchschnitt
Petro Alexandrowsk	85	– 5·4	– 0·4	5·8	14·1	22·8	27·0	28·6	26·3	20·1	11·6	3·4	– 1·2	12·7
Taschkent	478	– 1·6	2·8	8·1	13·8	20·6	25·3	27·5	25·0	19·4	12·1	6·1	2·5	13·5
Margelan	576	– 3·3	1·0	7·9	14·7	21·3	25·8	27·8	25·6	20·3	12·0	5·3	0·5	13·2
Samarkand	719	– 0·5	3·8	7·8	13·3	19·9	24·0	25·6	23·2	18·7	12·2	6·6	3·4	13·2
Kerki	262	1·8	6·6	11·7	17·8	24·6	28·0	29·1	26·8	22·0	15·3	9·3	5·7	16·6
Osch	1023	– 3·7	0·2	6·2	12·4	18·4	22·4	24·8	22·9	18·2	10·7	4·1	– 0·2	11·4
Pendschikent	964	– 1·3	2·4	6·6	11·2	17·5	22·1	24·2	22·0	16·8	10·0	5·1	1·9	11·6
Narynsk	2015	– 17·3	– 13·9	– 3·0	5·7	11·8	15·3	17·6	16·8	12·9	4·5	– 3·6	– 13·1	2·8
Khorog	2105	– 8·2	– 6·3	1·6	8·9	14·6	18·2	21·9	21·7	18·1	10·0	3·0	– 3·4	8·3
Irkeschtam	2850	– 10·4	– 8·2	– 2·8	2·3	7·4	10·9	13·6	13·2	8·9	2·5	– 3·7	– 8·1	2·1
Pamirski Post	3640	– 18·7	– 16·6	– 6·7	0·2	6·9	10·7	13·9	13·6	7·9	– 0·1	– 7·9	– 16·8	– 1·1

Periode 1894 bis 1903; Pendschikent (4jährige Beobachtung) nach Samarkand reduziert; Khorog (5jährige Beobachtung) nach Pamirski Post und Kerki reduziert.

Gebirgsrandzone.

Die besondere klimatische Begünstigung, deren sich die Gebirgsrandzone gegenüber der im Westen vorgelagerten niedrigeren Wüsten- und Steppenzone erfreut, zeigt sich besonders deutlich, wenn wir Petro Alexandrowsk mit Taschkent vergleichen, geht aber unter Berücksichtigung des Höhenunterschiedes auch noch aus dem Vergleich von Kerki mit Samarkand deutlich hervor. Die winterliche Temperaturumkehr ist so ausgeprägt, daß das um 400 *m* höher als Petro Alexandrowsk gelegene Taschkent selbst im Jahresdurchschnitt noch wärmer als die Wüstenstation ist. Diese bemerkenswerte Erscheinung hängt mit einer in ganz Innerasien nachweisbaren, räumlich ganz ungeheuer ausgedehnten, winterlichen »Temperaturumkehr« zusammen, die ihrer wahrscheinlichen Entstehung wegen von hohem meteorologischen Interesse ist. Diese Temperaturumkehr ist sicher kein Produkt der an Ort und Stelle vor sich gehenden Wärmeausstrahlung, sondern erzeugt durch die Invasion kalter Luft von Norden, deren auslaufende seichte Massen wohl noch die Niederungen, aber nicht mehr die Gebirgsrandzone überfluten, was an anderer Stelle eingehend nachgewiesen werden soll. In den Alpen findet sich ein Analogon kleinen Stiles nur auf der Südseite, wo die Po-Tiefebene im Winter viel kälter ist als die klimatischen Kurorte, die sich in nur wenig bedeutenderer Höhe unmittelbar am Fuße der Berge finden. Die kalten Luftmassen einer Bora überschwemmen von Osten her wohl noch die Tiefebene, erreichen aber das Gebiet der oberitalienischen Seen nicht mehr.

Keines der von uns durchreisten Gebiete des Khanates Buchara fällt in den Bereich der scharfen Winterkälte. Sowohl das Becken von Kitab-Scharschaus wie Mittelbuchara gehören der Gebirgsrandzone an und partizipieren an den relativ hohen Wintertemperaturen. Ihrer Höhenlage nach sind diese Gebiete am besten mit Samarkand zu vergleichen. Da aber Mittelbuchara ein ziemlich geschlossenes, langgestrecktes Becken darstellt, dürfte der Temperaturgang vielleicht mehr Ähnlichkeit mit Ferghana als mit Samarkand aufweisen (niedrigere Winter-, höhere Sommertemperatur als in Samarkand). Wie stark selbst hier in der Gebirgsrandzone die durch lokale Faktoren bedingten Unterschiede sind, zeigt ein

Vergleich von Margelan — in dem Talbecken von Ferghana gelegen — mit den frei liegenden Oasenstädten Taschkent und Samarkand, während für das Niveau von 1000 *m* Osch und Pendschikent den gleichen Unterschied repräsentieren.

Gebirgstäler.

Die Gebirgsrandzone (mit Einschluß Ferghanas) reicht nur bis zirka 1000 *m*. In dieser Höhe münden im allgemeinen die Gebirgstäler in die Randzone und verlieren damit ihren Charakter als Gebirgstäler. In dieser Höhe dürften sich in dem ganzen Gebiete keine sehr großen Unterschiede ergeben.

Wesentlich komplizierter gestalten sich die Verhältnisse in einer Höhe von 2000 *m*. Dieser Höhenzone gehört von der mitgeteilten Stationsauswahl nur Khorog an, in der Sohle der gewaltigen Pändschschlucht (Oberer Amudarja) gelegen. Doch liegt Narynsk noch nicht zu weit entfernt, um zum Vergleiche herangezogen zu werden.

Beide Stationen liegen in gleicher Höhe, beide repräsentieren Tallage, Khorog aber ein ausgesprochenes Schluchttal zwischen hohen und steilen Felswänden, Narynsk ein Steppental, das freilich talabwärts abgeriegelt ist. Der Temperaturunterschied zwischen beiden Stationen ist ein außerordentlicher, selbst in Anbetracht des Breitenunterschiedes von 4° (Differenz Jänner 8·9°, Juli 4·3°, Jahr 5·5°). Im Sommer ist das offene, den Talwinden preisgegebene Steppental viel kühler als das durchglühte Felstal, obwohl die Temperaturdifferenz erstaunlich groß ist. Im Winter ist sie zwar doppelt so groß, aber leichter erklärlich. Ein Blick auf eine Karte sagt uns, daß das Hochsteppenbecken von Narynsk, am Oberlauf eines sehr langen, langsam sinkenden, vielfach in Schluchten verlaufenden Flusses der Ansammlung kalter Luft in geradezu idealer Weise günstig sein muß. Narynsk liegt nur um 1000 *m* höher als Osch und ist im Jänner um 14° kälter. Aber für den weitaus größeren Teil der Talläufe des Alai-Pamirsystems ist Khorog bezeichnender als Narynsk, da die meisten Täler bis zu einer Höhe von 3000 *m* hinauf durchaus nicht Steppencharakter haben. Die Mehrzahl der Täler hat den durch Khorog repräsentierten Temperaturgang mit sehr hoher Sommertemperatur und Wintertemperaturen, die je nach den lokalen Umständen sehr verschieden sein können. Khorog, das durch den Gunt mit der im Winter extrem kalten Hochsteppe in Verbindung steht, hat einen verhältnismäßig sehr kalten Winter. Khorog ist im Sommer so warm wie Bozen in Südtirol (290 *m*), im Winter so kalt wie das 1840 *m* hohe Sulden, ebenfalls in Südtirol.

Von den Tälern, die unsere Expedition besucht hat und die der Höhe nach mit Khorog verglichen werden können, sind das Surchob-, das Chingob- und das Wantschtal die wichtigsten. Die Breitenunterschiede sind ganz geringfügig. Ebenso geringfügig sind im Sommer die Temperaturunterschiede und nach den Beobachtungen kann auch die Differenz gegenüber Khorog nicht groß sein. Auffallend ist aber der viel südlichere Charakter des Chingob- und Wantschtales im Vergleiche mit dem Surchobtal. Tatsächlich unterscheidet sich letzteres von den südlichen Paralleltälern durch einen sehr wichtigen Umstand, der auf den Temperaturgang in diesen Gebirgstälern sicher sehr stark einwirkt und nie unberücksichtigt bleiben darf. Der Oberlauf des Surchob, das Alaital, ist ein ausgesprochenes Hochsteppental und dürfte ähnlich wie das obere Tal des Naryn ein Gebiet exzessiver Winterkälte sein, die ihren Einfluß weit talabwärts im Surchobtal üben muß. Die Muksuschlucht stellt eine zweite Verbindung des Surchobtales mit der Hochsteppe her, so daß man im Surchobtal wahrscheinlich einen noch kälteren Winter findet als in Khorog, das ebenfalls durch die Hochsteppe beeinflußt wird. Dem Chingob- und Wantschtal fehlt eine derartige Verbindung mit der Hochsteppe. Diesen Flüssen ist es noch nicht gelungen, sich nach rückwärts durch den westlichen Grenzwall des Hochsteppengebietes bis zu letzterem selbst einzuschneiden, was gegenüber den Nachbartälern eine sehr bedeutende klimatische Begünstigung darstellt. Die Verbindungstür zu den Kaltluftreservoirs der Hochsteppe ist hier noch geschlossen, im Surchob- und Pändschtal bei Khorog jedoch

geöffnet. Die geöffneten Türen sind allerdings sehr schmal, da die Verbindungstäler zur Hochsteppe hinauf enge Durchbruchsschluchten sind.

Wir haben also bei den Tälern des Alai-Pamirsystems in gleicher Höhe sehr abweichende Verhältnisse, je nachdem, ob das Tal ein Schluchttal[1] oder ein Steppental ist und ob in den Schluchttälern eine Verbindung zu Hochsteppengebieten besteht oder nicht.

Hochsteppe und Hochtal.

Man ist in den Alpen daran gewöhnt, daß die in der Talregion oft sehr beträchtlichen, lokalen Temperaturunterschiede mit zunehmender Höhe verschwinden, wie zum Beispiel der große Temperaturunterschied zwischen Nord- und Südseite der Alpen bereits in einer Höhe von 2000 *m* verschwindet.

In dem von uns betrachteten Gebirge ist, wenigstens bis zu Höhen von zirka 4500 *m*, das Gegenteil der Fall. Die Region oberhalb 3000 *m* setzt sich zum Teil aus normalen Gebirgsketten mit steilen Hängen und Tälern, zum Teil aber aus Hochsteppen, Steppentälern und den flachen Bergrücken zwischen den einzelnen Steppengebieten zusammen. Man trifft deshalb in gleicher Höhe und in verhältnismäßig geringer Entfernung sehr große Temperaturunterschiede, die bei viel kleinerem Breitenunterschiede den gewaltigen Differenzen zwischen Khorog und Narynsk gleichkommen. Wir vergleichen trotz des beträchtlichen Höhenunterschiedes Irkeschtam, 2850 *m*, mit Pamirski Post, 3640 *m*, der repräsentativen Station der Hochsteppe, um 1° südlicher als Irkeschtam.

Im Winter ist die Hochsteppe um 8° kälter als Irkeschtam, bei einem Höhenunterschied von 800 *m* eine ungewöhnlich große Differenz. Sie hat aber nichts Erstaunliches, da Irkeschtam in einem regulären, verhältnismäßig steil absinkenden Gebirgstale liegt, während bei Pamirski Post die weiten Hochsteppentäler des Aksu und des Akbaital sich zum Hochsteppental des Murghab vereinigen, der unterhalb Pamirski Post in enger Schlucht die westlichen Randgebirge der Hochsteppe durchbricht. Die Umstände, die zur Bildung von »Kaltluftseen« in Gebirgstälern führen, sind bekannt. Flache Talbecken, talabwärst durch Engen geschlossen, sind am günstigsten, steil absinkende Täler am ungünstigsten. Günstigere Verhältnisse als bei Pamirski Post sind nicht gut denkbar. Selbst das ganz geschlossene, abflußlose Becken um den Hochsee Karakul herum dürfte nicht günstiger sein, da in dieses Becken nur kurze Täler münden, während bei Pamirski Post sich die Täler vereinigen, die die »Große Pamir«, die »Kleine Pamir« und das Steppengebiet am Rangkul entwässern und im Winter die aus diesen Tälern abfließenden Ströme kalter Luft bei Pamirski Post vereinigen.

An steilen Hängen und in stark geneigten Tälern kommt die abkühlende Wirkung der Gebirge auf die Luft nicht voll zum Ausdruck, da die durch Ausstrahlung erkaltete Luft in die Tiefe fließt. Um so kräftiger markiert sie sich dort, wo Staubecken die abfließende kalte Luft abfangen. Wir finden also die kalte Luft oft erst weitab von den Gebieten, in welchen ihr die Wärme entzogen worden ist. In Irkeschtam wird die Luft durch Ausstrahlung nicht viel weniger abgekühlt als auf der Hochsteppe; aber in Irkeschtam fließt sie ab und kommt nicht zur Beobachtung. Immerhin besteht — theoretisch — die Möglichkeit, diese kalte Luft in der Tiefe, in irgendeinem Sammelbecken wieder aufzufinden, während zum Beispiel die durch Erwärmung vom Erdboden aufsteigende Luft nicht mehr so leicht konstatiert werden kann. Damit soll nur gesagt sein, daß eine Bodenfläche im Gebirge je nach der Jahreszeit sehr gut eine Heizfläche, beziehungsweise eine Abkühlungsfläche sein kann, ohne daß dies in der Lufttemperatur über der Bodenfläche selbst sehr markant zum Ausdruck kommen müßte. Die erkaltete Luft fließt ab, die erwärmte steigt auf. Es gibt aber besonders begünstigte Bodenformen, die abkühlende und erwärmende Wirkung sehr deutlich werden lassen: Talbecken und in weiterer Steigerung Steppenbecken.

Der niedrigen Wintertemperatur steht in Pamirski Post eine auffällig hohe Sommertemperatur gegenüber, die als das eigentliche Merkmal des Temperaturganges auf der Hochsteppe betrachtet werden muß. Obwohl um 800 *m* höher als Irkeschtam gelegen, ist Pamirski Post von Juni bis August

[1] Als Schluchttal bezeichne ich jedes enge, von steilen hohen Hängen begleitete Tal im Gegensatz zu den weiten Steppentälern, in welchen die Höhe der Ketten gegenüber der Breite der Talsohlen verschwindet. Die Schluchttäler des Alai-Pamirsystems bestehen gewöhnlich aus einer Folge von langen, steilwandig begrenzten, schutterfüllten Talbecken, die durch enge Durchbruchsschluchten miteinander in Verbindung stehen.

gleich warm oder wärmer. Haben wir hier auch die Wirkung der durch Höhenlage, Reinheit und Trockenheit der Luft gesteigerten Wärmestrahlung vor uns, so zeigt uns gerade der Vergleich mit Irkeschtam, daß eine im Vergleich zur Höhenlage so erstaunlich hohe Sommertemperatur nur durch die begünstigenden Einflüsse der Oberflächenbeschaffenheit[1] zu erklären ist. Der später durchgeführte Vergleich der Hochsteppe mit der Hochfläche von Tuptschek wird beweisen, daß so hohe Sommertemperaturen nur möglich sind, wenn die Hochsteppe eine bedeutende Ausdehnung hat.

Bei Untersuchung der sommerlichen Temperaturanomalie darf man den täglichen Gang der Temperatur in beiden Stationen nicht außer acht lassen. Es wäre ja möglich, daß in Irkeschtam abnorm tiefe Morgentemperaturen das Tagesmittel der Temperatur unter das von Pamirski Post herabdrücken.

Temperaturgang Juni—August.

	Juni			Juli			August			Sommer		
	7 a.	1 p.	9 p.	7 a.	1 p.	9 p.	7 a.	1 p.	9 p.	7 a.	1 p.	9 p.
Irkeschtam	8·0	15·5	9·8	10·1	18·1	12·2	8·9	17·5	11·9	9·0	17·0	11·3
Pamirski Post	9·1	15·1	7·8	11·9	18·4	11·4	10·1	19·0	11·6	10·4	17·5	10·3
Pamirski Post wärmer um	+ 1·1	— 0·4	— 2·0	+ 1·8	+ 0·3	— 0·2	+ 1·2	+ 1·5	— 0·3	+ 1·4	+ 0·5	— 1·0

Um 7 a., zu einer Zeit, in der im Sommer stärkste Erwärmung im Gang ist, ist der Temperaturüberschuß der Hochsteppe am größten. Aber auch um Mittag ist die Hochsteppe im Sommermittel wärmer als das um 800 *m* niedrigere Irkeschtam und ist nur abends (und nachts) kälter. Die Seehöhe spielt keine Rolle mehr, nur die Bodenkonfiguration. Das Hochtal verhält sich gegenüber der Hochsteppe ähnlich wie in den Alpen eine Gipfelstation gegenüber einer Talstation. Wie sich Hochsteppe und Hochtal zur freien Atmosphäre verhalten, wird im Abschnitt 11 erörtert werden.

Die Beobachtungen in Pamirski Post sind charakteristisch für die ausgedehnten Hochsteppen unseres Gebirksgomplexes. Es unterliegt auch keinem Zweifel, daß zwischen den Hochsteppen und den umliegenden Randgebirgen im Winter Temperaturumkehr größten Stiles eintritt. Sehr verfehlt wäre aber die Annahme, die für Pamirski Post festgestellten Verhältnisse seien charakteristisch für die Höhe von 3600 *m* in dem ganzen Gebirge. Da der Steppenbezirk nur einen Bruchteil der ganzen Gebirgsoberfläche einnimmt, darf man bei Betrachtungen zum Beispiel über die Sommertemperatur an der Firnlinie nicht die in Pamirski Post gefundenen Temperaturen als Grundlage der Berechnung benutzen. Für die Betrachtung der Temperaturverhältnisse im Gebirge zwischen Syr und Amudarja bilden die in Irkeschtam ausgeführten Beobachtungen eine viel wichtigere und zuverlässigere Grundlage.

Eine gewisse Sonderstellung unter den verschiedenen Bezirken der Hochsteppe nimmt vielleicht jenes Becken ein, das zum größten Teil durch den abflußlosen See Karakul, 3780 *m*, ausgefüllt ist. Dieser See, dessen Oberfläche Tillo mit 297·5 Quadratwerst bestimmte und dessen Eisdecke sich nur bis Mitte Mai hält, muß gegenüber Pamirski Post die Sommertemperatur in dem im Verhältnis zur Seeoberfläche nicht sehr ausgedehnten Steppenbecken stark herabdrücken. — Es liegt nahe, zur Illustrierung dieses Einflusses die Station Narynsk, 2015 *m*, mit der um $1^1/_2°$ nördlicher liegenden Station Prschewalsk, 1770 *m*, am See Issikkul zu vergleichen, obwohl wir damit abermals über die Grenzen unseres Gebietes hinausgreifen.

	Jänner	Juli
Prschewalsk	— 4·9	17·8
Narynsk	— 17·3	17·6

[1] In den Alpen finden wir einen analogen Einfluß, wenn wir eine niedrige Gipfelstation der Randzone (zum Beispiel Rigikulm) mit einer gleich hohen Station in einem zentralen Tal vergleichen (Sils Maria im Engadin). Im Winter ist der Gipfel, im Sommer die Talstation wärmer.

Die Wirkung des Sees, den die Eingeborenen nicht umsonst den »warmen« nennen, auf den Temperaturgang, ist eine sehr ausgesprochene und die Temperaturdifferenz im Jänner (12¹/₂°) ist ungeheuerlich. Wir dürfen aber ein analoges Verhältnis nicht ohne weiteres zwischen Pamirski Post und dem Gebiete des Karakul voraussetzen. Daß der Issikkul (5180 Quadratwerst) zirka 17mal so groß ist wie der Karakul, spielt dabei wohl eine geringere Rolle als der Umstand, daß der Karakul über ein halbes Jahr zugefroren ist, also im Winter auch nicht die Lufttemperatur erhöhen kann. Im Sommer hingegen ist sein temperaturerniedrigender Einfluß wahrscheinlich größer, da die Überwärmung der Pamirsteppen eine viel bedeutendere ist als jene im Steppentale des oberen Naryn, natürlich mit Berücksichtigung des Höhenunterschiedes von 1500 *m*.

Daß die Hochsteppe im Winter stellenweise noch kälter ist als in Pamirski Post, ist wahrscheinlich, wenn wir Narynsk mit Pamirski Post vergleichen. Erstere Station liegt um 1500 *m* niedriger und ist im Winter doch fast gleich kalt wie Pamirski Post und um vieles kälter als das um 700 *m* höher gelegene Irkeschtam. Hingegen ist die Überwärmung im Sommer eine viel geringere. Dieser Unterschied gestattet den Schluß: Zur Erreichung sehr niedriger Wintertemperaturen durch Wärmeausstrahlung ist eine große Ausdehnung des Steppengebietes nicht notwendig. Ein kleines Sammelbecken, gegen den Abfluß der kalten Luft gut geschützt, kann ebenso niedrige und niedrigere Temperaturen liefern als ein ausgedehntes Hochsteppengebiet.[1] Anders im Sommer! Die starke Erwärmung des Bodens und der darüberliegenden Luft führt zur Ausbildung starker Tagwinde, die die überwärmte Luft rasch wegführen. Die Überwärmung des Bodens unter dem Einflusse der Strahlung kommt deshalb bei Gipfellage im Temperaturgang des Gipfels fast gar nicht, in einem Steppengebiet von kleiner Ausdehnung in sehr vermindertem Ausmaße, hingegen in einem ausgedehnten Steppengebiet sehr ausgesprochen zur Geltung, weil auf letzterer die sich entwickelnden Winde wohl die an Ort und Stelle entstandene, überhitzte Luft rasch wegführen, aber durch ebenso überwärmte Luft aus der Nachbarschaft ersetzen.

Dieser Gegensatz zwischen ausgedehnter Hochsteppe und einer wenig ausgedehnten Hochfläche bei gleicher Beschaffenheit der Oberfläche ergibt sich in instruktiver Weise, wenn wir die Beobachtungen des Sommers 1913 in Pamirski Post mit jenen vergleichen, die wir auf der Hochfläche von Tuptschek gewonnen haben.

2. Vergleich von Pamirski Post mit der Hochfläche von Tuptschek.

Die Kette Peters des Großen verläuft zwischen Surchob-Muksu und Chingob. Der westliche Teil der Kette wird von dem östlichen durch eine ausgedehnte Hochfläche von Pamircharakter getrennt, deren mittlere Höhe 3150 *m* beträgt. Westliche und östliche Kette übergreifen sich hier ein Stück, so daß die langgestreckte Hochfläche, die Tuptschek oder Karaschura genannt wird, im Süden durch eine steile, bis zu 5500 *m* aufsteigende Gebirgskette, im Norden durch die niedrigen Ausläufer des westlichen Kammabschnittes begrenzt wird. In die nördliche Begrenzung sind stellenweise tiefe Täler eingeschnitten, welche die Gletscher der südlichen Umrahmung entwässern. Die Hochfläche, auf der und in deren Umgebung wir uns vom 16. Juli bis 28. August aufhielten, ist ein gutes Beispiel der kleinen Hochsteppen, die sich da und dort auch außerhalb des eigentlichen Hochsteppengebietes finden.

Ein Thermograph war während unseres ganzen Aufenthaltes in Funktion und lieferte nach regelmäßigen Kontrollen mittels eines aspirierten Thermometers vollkommen einwandfreie Diagramme. Die Aufstellung des Apparates erfolgte in einer improvisierten Jalousiehütte mit Schutzflächen aus aluminisiertem Ballonstoff. Die heftigen Tagwinde aus Westen sorgten außer-

[1] Die Höhe der umliegenden Berge spielt vielleicht insoferne eine Rolle, als die Wärmeausstrahlung mit der Höhe rasch zunimmt, absolut höhere Berghänge und Hochtäler deshalb kältere Luft erzeugen als Hänge und Täler in einem niedrigeren Niveau. Da Erwärmung durch Kompression beim Abfließen der »Ausstrahlungsluft« sicher nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt, kann die von einem 4000 *m* hohen Berge abfließende und in 1000 *m* gesammelte Luft unter sonst gleichen Verhältnissen kälter sein als Luft, die von 3000 *m* hohen Bergen abfließt und bereits in 2000 *m* abgefangen wird. Wir finden dann in 1000 *m* Höhe kältere Luft als in 2000 *m*, natürlich nicht im gleichen Tal.

dem für gute Ventilation. Einige der Diagramme sind im 4. Abschnitt wiedergegeben. Die Auswertung der Diagramme habe ich als zu ausführlich nicht veröffentlicht. Die gleichzeitigen Terminbeobachtungen aus Pamirski Post gestatten einen Vergleich mit der ausgedehnten Hochsteppe.

Tuptschek liegt um 500 *m* niedriger als Pamirski Post. Bei dem ausgesprochenen Hochsteppencharakter von Tuptschek waren höhere Temperaturen als in Pamirski Post zu erwarten. Vergleichen wir die Beobachtungen, so ergibt sich das Gegenteil.[1]

Mittlere Temperatur (17. Juli bis 8. August 1913).

	7 a.	1 p.	9 p.	Mittel	mittl. Min.
Tuptschek, 3150 *m*	12·3	20·6	8·1	13·7	3·2
Pamirski Post 3640 *m*	13·1	23·5	16·8	17·8	7·9

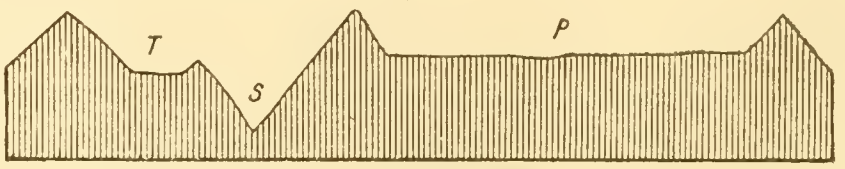
Die Temperatur in Tuptschek ist durchwegs niedriger als in Pamirski Post; das mittlere Temperaturminimum liegt um 4·7° unter jenem von Pamirski Post, obwohl man erwarten müßte, daß die mit wachsender Höhe rasch zunehmende Ausstrahlung gerade das Minimum stark herabdrücken würde. Die außerordentlich starke Erwärmung der Luft in Pamirski Post tagsüber wird nachts nicht durch eine entsprechend stärkere Abkühlung kompensiert.

Nach dem Ergebnis, das der Vergleich der Hochsteppe mit Irkeschtam und Narynsk geliefert hat, ist es nicht verwunderlich, daß Pamirski Post tagsüber wärmer ist als Tuptschek. Die weit ausgedehnte Hochsteppe läßt die Überwärmung des Bodens auch in der Temperatur der untersten Luftschichten viel deutlicher zum Ausdruck kommen, als die Hochfläche geringen Umfanges, auf der die heftigen Talwinde aus dem Surchobtal die überwärmte Luft wegtransportieren und in höhere Regionen befördern. Die höhere Mittagstemperatur in Pamirski Post steht mit unseren Vorstellungen über den exzessiven täglichen Temperaturgang auf diesen Hochsteppen im Einklang und entspricht den meist sehr lebhaft gehaltenen Schilderungen der Reisenden. Aber die entsprechend starke, nächtliche Abkühlung fehlt, wenigstens im Vergleich mit Tuptschek.

Die niedrigere nächtliche Temperatur in Tuptschek erklärt sich am besten auf folgende Weise: Im Verhältnis zur weit ausgedehnten Hochsteppe stellt die wenig umfangreiche, langgestreckte, wie oben geschildert begrenzte Hochfläche mehr die breite Sohle eines fast ebenen Tales dar, das an sich starke Ausstrahlung und Stagnieren kalter Luft begünstigt; dazu kommt der Abfluß kalter Luft aus den nahe liegenden Gletschertälern. In Pamirski Post hingegen hingegen haben wir die Verhältnisse in einer Ebene vor uns. Gletscher sind weit entfernt, ein Zufluß kälterer Luft nicht wahrscheinlich, so daß hier die nächtlichen Temperaturen rein den an Ort und Stelle entstandenen Ausstrahlungseffekt darstellen.

Der Vergleich zwischen Tuptschek und Hochsteppe stellt sich dann folgendermaßen, wobei nebenstehendes Profil die Verhältnisse illustriert: Bei Tag bietet der niedrige, vielfach durchbrochene Höhenzug

Fig. 1.



T - Hochfläche v. Tuptschek; S - Surchobtal; P - Pamir - Hochsteppe

gegen das Surchobtal hin der Tuptscheker Hochfläche keinen Schutz gegen die heftigen Tagwinde aus dem Suchobtal. Die erwärmte Luft wird weggeschafft und durch Luft ersetzt, die in Hochflächen-

[1] Dem Vergleich wurden 23 Tage zugrunde gelegt, da das spätere Standquartier in Kulika 2822 *m* (oberstes Schaklisutal) nicht mehr auf der Hochsteppe selbst lag. - Das Mittel aus den Terminen (7, 1, 9) gibt im Sommer in Steppengebieten viel zu hohe Mittel; in Tuptschek ist das Mittel aus den Terminen um 1·3° höher als das vierundzwanzigstündige Mittel. Für unsere Zwecke kommt dieser Umstand aber nicht in Betracht.

höhe aus dem Luftraume über dem Surchobtal zuströmt. Bei Tag verhält sich Tuptschek gegenüber der Hochsteppe wie eine Gehängestation.

Bei Nacht hingegen hindert der Höhenzug gegen das Surchobtal den Abfluß der kalten, schweren Luft, die nicht nur von der Hochfläche selbst, sondern auch aus den benachbarten, eiserfüllten Hochtälern stammt. Bei Nacht verhält sich Tuptschek wie eine Talstation. Pamirski Post aber repräsentiert unter allen Umständen, bei Tag und Nacht die Verhältnisse auf einer ausgedehnten Steppenebene, auf der die lokalen, horizontalen Luftverschiebungen ohne wesentlichen Einfluß auf den Temperaturgang bleiben.

Vergleichen wir Tuptschek mit Irkeschtam, so kommt sofort der Steppeneinfluß in Tuptschek zur Geltung, mit höherer Durchschnittstemperatur (mit Rücksicht auf die Höhendifferenz), höheren Temperaturen tagsüber, niedrigeren nachts:

Temperaturgang im Juli	7 a.	1 p.	9 p.	M.
Irkeschtam 2850 *m*	10·1	18·1	12·2	13·5
Tuptschek 3150 *m*	12·3	20·6	8·1	13·7

Wie man sieht, ist der Einfluß des Bodenreliefs und der Oberflächenbeschaffenheit nicht immer eindeutig und klar. Gegenüber der Hochsteppe ist Tuptschek tagsüber eine Gehängestation, gegenüber dem Hochtal Irkeschtam eine Steppenstation. Die Talstation Irkeschtam verhält sich zur Hochsteppe wie eine Gipfelstation, würde sich aber selbst einer wirklichen Gipfelstation gegenüber natürlich wie eine Talstation verhalten. Kurz, der Umstand, daß in unserem Gebirgssystem den Hochsteppen eine so große Bedeutung zukommt, kompliziert die Untersuchung der Temperaturverhältnisse ganz wesentlich.

In der Zeit vom 15.—26. August lagerten wir 300 *m* unterhalb und südwestlich der Tuptscheker Hochfläche, im obersten, flachen, steppenhaften Becken des Schaklisutales, auf den Weideböden von Kulika. Es ist nicht ohne Interesse, die gleichzeitigen Beobachtungen von Kulika und Pamirski Post miteinander zu vergleichen.

Mittlere Temperatur 16.—26. August 1913.

	7 a.	1 p.	9 p.	M.	mittl. Min.	Tagesschwankung (1 p. u. Min.)
Kulika 2822 *m*	12·4	20·8	7·2	13·5	1·3	19·5
Pamirski Post 3640 *m*	8·4	16·8	10·9	12·0	5·1	11·7

Kulika liegt um 800 *m* tiefer als Pamirski Post. Trotzdem sinkt die Temperatur nachts wesentlich tiefer als in Pamirski Post (Nachbarschaft großer Gletschertäler). Da gleichzeitig die Mittagstemperatur höher liegt als auf der Hochsteppe, so ist in Kulika die Tagesschwankung der Temperatur weitaus größer. Man ist gewohnt, die Hochsteppe als Schauplatz ganz besonders intensiver, periodischer Temperaturschwankungen anzusehen; doch sieht man, daß unter dem Einflusse lokal begünstigender Umstände (Steppencharakter, Verriegelung des Tales nach abwärts, Gletschernähe etc.) die Amplituden in Hochtälern viel größer werden können als auf der Hochsteppe. Mit Rücksicht auf den Höhenunterschied lehrt aber auch der Vergleich mit Kulika, wie abnorm groß tagsüber die Erwärmung der Luft über der Hochsteppe ist.

Das gilt auch für eine Beobachtungsreihe, die während eines elftägigen Aufenthaltes im obersten Chingobtale, in Paschimgar, 2660 *m*, gewonnen wurde:

Mittlere Temperatur 5.—14. September 1913.

	7 a.	1 p.	9 p.	M.	mittl. Min.	Tagesschwankung
Paschimgar 2660 *m*	6·5	18·7	9·2	11·5	2·6	16·1
Pamirski Post 3640 *m*	3·9	13·7	7·5	8·4	— 0·6	14·3

In Anbetracht des großen Höhenunterschiedes (1000 *m*) sind die Temperaturen auf der Hochsteppe durchwegs sehr hoch, obwohl die hochsommerliche Hitze längst vorüber ist. Man sieht deutlich, daß die hohen Sommertemperaturen der Hochsteppe gegenüber den Talstationen und Tuptschek nicht ausschließlich durch die außerordentliche Erwärmung tagsüber bewirkt werden, sondern auch dadurch, daß die nächtliche Abkühlung viel geringer ist als in den Talstationen und in Steppengebieten geringen Umfanges. Der Einfluß der Höhe tritt zurück gegenüber dem Einflusse der Terraingestaltung und bei Beurteilung des letzteren ist wieder die wechselnde Ausdehnung ein wichtiger Faktor. So wie die waldlosen, nackten Gebirge des Pamir-Alaisystemes für das morphologische Studium der Oberflächenformen sehr günstig sind, begünstigen sie auch die Untersuchung des Einflusses, den die Oberflächenformen in

meteorologischer Beziehung üben — hauptsächlich deshalb, weil wetterbildende Faktoren von außen her selten eingreifen und der Witterungsablauf im großen und ganzen viel mehr durch lokale Faktoren diktiert wird als zum Beispiel in den Alpen.

Die Ergebnisse dieses Abschnittes beweisen einerseits durch den Vergleich mit Tuptschek, daß die Sommertemperatur in Pam. Post tatsächlich als außerordentlich hoch bezeichnet werden muß und nur durch die große Ausdehnung des Steppengebietes erklärt werden kann; der Umstand andererseits, daß Irkeschtam kälter ist als Tuptschek, berechtigt uns, die in Irkeschtam beobachteten Temperaturen als charakteristisch für freie Gebirgslage im Gegensatz zur Hochsteppe und Steppentälern zu betrachten.

3. Jährlicher Temperaturgang.

Die bemerkenswerteste Erscheinung im jährlichen Temperaturgange Westturkestans[1] ist der warme Frühling, dem ein relativ sehr kalter Herbst gegenübersteht. Der April ist (in der Niederung) durchwegs wärmer als der Oktober, dessen Temperatur unterhalb des Jahresmittels liegt.

Diese Erscheinung ist aber nicht charakteristisch für jede Höhenlage. Bilden wir nach Tabelle 1 (pag. 7) für jede Station die Temperaturdifferenz April—Oktober und ordnen wir die Stationen nach der Höhe, so finden wir:

Temperaturdifferenz April—Oktober.

Petro Alexandrowsk	85 *m*	$\Delta t = +2{\cdot}5°$	Osch	1023 *m*	$\Delta t = +1{\cdot}7$
Kerki	262	$+2{\cdot}5$	Narynsk	2015	$+1{\cdot}2$
Taschkent	478	$+1{\cdot}7$	Khorog	2105	$-1{\cdot}1$
Margelan	576	$+2{\cdot}7$	Irkeschtam	2850	$-0{\cdot}2$
Samarkand	719	$+1{\cdot}1$	Pamirski Post	3640	$+0{\cdot}3$
Pendschikent	964	$+1{\cdot}2$			

Der Temperaturüberschuß des April über den Oktober verschwindet im allgemeinen in größeren Höhen. Aber es besteht keine einfache Beziehung zur Höhe selbst, wie am besten das gegensätzliche Verhalten von Khorog und Narynsk zeigt. Auch der Umstand, daß auf der Hochsteppe trotz zunehmender Höhe die Differenz wieder positiv wird, schließt eine Abhängigkeit von der Höhenlage allein aus.

Der warme April (Frühling) in Turkestan wird allgemein damit erklärt, daß der in der Steppe fast ganz schneefreie Boden sich im Frühling sehr rasch und stark erwärmt, wobei auch auf das »Reinfegen der Steppen durch die Winterstürme« hingewiesen wird.[2] Letzterer Umstand spielt sicher keine Rolle, da der April auch in den Oasen der Gebirgsrandzone, in welchen Stürme eine große Seltenheit sind, viel wärmer ist als der Oktober. Aber selbst dort, wo in der Niederung eine Schneedecke sich bildet, wird sie nie so hoch, daß sie nicht in zwei, drei sonnigen Tagen weggeschmolzen würde, weshalb die Erwärmung auch in diesen Gebieten nur unbedeutend verzögert ist. Die kleinere, positive Differenz in Taschkent und Samarkand gegenüber Margelan ist sicher auf den viel reichlicheren, winterlichen Niederschlag in den zwei erstgenannten Orten zurückzuführen. (Niederschlag Dezember—März: Taschkent 188 *mm*, Samarkand 142, Margelan hingegen nur 68 *mm*; Dschisak — zwischen Taschkent und Samarkand — Winterniederschlag 214 *mm*, Temperaturdifferenz April—Oktober nur $+0{\cdot}7°$, entsprechend dem bedeutenderen Schneefall).

Im Gebirge bildet sich im Gegensatz zur Niederung stellenweise eine hohe Schneedecke. Wie sehr letztere die Erwärmung im Frühjahr verzögert, zeigt gerade der Gegensatz zwischen Narynsk und Khorog. Beide Orte liegen gleich hoch; die Niederschlagsmenge von November bis März beträgt in Narynsk nur 61 *mm*, in Khorog hingegen 145 *mm*. Auch nach Reiseberichten (Olufsen u. a.) ist Khorog

[1] Und weit darüber hinaus; auch in ganz Ostturkestan und im Gebiete bis an die Küsten des pazifischen Ozeans ist der April wärmer als der Oktober.

[2] Hann, Handbuch der Klimatologie, 3. Aufl., Bd. III, p. 258.

im Winter sehr schneereich. Als Folgeerscheinung ergibt sich der relativ kühle April, obwohl Khorog um 4° südlicher liegt als Narynsk.

Einen weiteren Beweis für den Einfluß der Schneedecke bietet Pamirski Post. Trotz der großen Höhe fehlt der Hochsteppe in weiten Bezirken eine Schneedecke vollständig (November—März nur 16 *mm* Niederschlag). Es ist also trotz der Höhe die Vorbedingung für raschen und intensiven Temperaturanstieg im Frühling gegeben, ähnlich wie in der Niederung. Tatsächlich wird auf der Hochsteppe der April wieder wärmer als der Oktober.

Ein Einfluß der Höhenlage ist also nur insoferne vorhanden, als bei gleichem winterlichem Niederschlag in der Höhe die Bedingungen zur Ausbildung einer längerdauernden Schneedecke günstiger sind als in der wärmeren Niederung. Fehlt der winterliche Niederschlag, so tritt auch in großen Höhen sofort eine Annäherung an den Temperaturgang in der Niederung ein.

Hingegen ist ein direkter Einfluß der Höhenlage auf die Oktobertemperatur vorhanden. Unterhalb 2000 *m* ist der Oktober durchwegs kälter als das Jahresmittel, oberhalb 2000 *m* durchwegs wärmer. Ein Vergleich von Pendschikent-Osch einerseits mit Narynsk-Khorog andrerseits läßt schließen, daß die kritische Höhe in zirka 1500 *m* zu suchen ist.

Temperaturdifferenz Oktober—Jahresmittel.

Petro Alexandrowsk	$\Delta t = -1{\cdot}1°$	Osch-Pendschikent	$\Delta t = -1{\cdot}1°$
Kerki	$-1{\cdot}3$	Narynsk	$+1{\cdot}7$
Taschkent	$-1{\cdot}4$	Khorog	$+1{\cdot}7$
Margelan	$-1{\cdot}2$	Irkeschtam	$+0{\cdot}4$
Samarkand	$-1{\cdot}0$	Pamirski Post	$+1{\cdot}0$

Daß das Oktobermittel höher als das Jahresmittel ist, ist in den Alpen Regel, sowohl in der Niederung als in der Höhe, ist aber eine besonders charakteristische Erscheinung größerer Höhen, nicht nur in den Alpen. Das Verhalten der hochgelegenen, zentralasiatischen Stationen stellt also gewissermaßen den normalen Gang dar, während der relativ kalte Oktober der Niederung als Ausnahmserscheinung betrachtet werden muß. Die Erscheinung wird dadurch umso bemerkenswerter, weil sie sich nur auf Westturkestan (und Kaschgarien) beschränkt und zum Beispiel in Westsibirien nicht mehr gefunden wird; selbst in Semiretschie verwischt sie sich bereits. Die Grenze des im Herbst relativ kalten Gebietes ist im Norden etwa bei Kasalinsk zu suchen. Die Ursachen der Erscheinung sind noch nicht geklärt, hängen aber wohl mit der raschen Ausbreitung kalter Luft von Norden her im Herbst zusammen, sind also an Vorgänge geknüpft, die auch zu den ersten, ausgebreiteten Niederschlägen nach dem regenlosen Sommer Veranlassung geben. Ein näheres Eingehen auf diese Frage, die auf Grund eines ausschließlich turkestanischen Materiales nicht diskutiert werden kann, muß einer speziellen Untersuchung überlassen bleiben.

4. Tagesschwankung der Temperatur.

Ehe ich die Beobachtungen der Expedition bespreche, ist eine Diskussion des russischen Stationsmateriales umso mehr geboten, als in meiner früheren Untersuchung die Tagesschwankung der Temperatur in ganz ungenügender und teilweise irreführender Weise dargestellt ist. Ich habe damals die Tagesschwankung nur auf Grund der Terminbeobachtungen diskutiert und viel zu kleine Werte erhalten.

Die Berechnung der Tagesschwankung wird dadurch erschwert, daß die russischen Jahrbücher bei Publikation der vollständigen Tagesbeobachtungen wohl die Minima der Temperatur, nicht aber die Maxima publizieren. Man muß statt der Maxima die Mittagstemperatur (1 p.) einsetzen, die durchschnittlich etwas niedriger als das Maximum ist. Die berechnete Tagesschwankung wird somit etwas kleiner als die tatsächliche, doch kann diese geringfügige Abweichung, die im Mittel kaum 1° betragen dürfte, außer Betracht bleiben.

Durch Berechnung aus mittlerer Mittagstemperatur und mittlerem Minimum ist die nachstehende Übersicht entstanden, wobei mit Rücksicht auf die sehr lückenhaften Angaben der Jahrbücher die Jahre 1894—1900 zugrunde gelegt wurden. Die Unvollständigkeit des Materiales verbot auch die Einbeziehung einer größeren Zahl von Stationen.

Tabelle 2.

	Jänner	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
a) Tagesschwankung der Temperatur.													
Taschkent	9·0	9·4	9·5	10·8	13·0	14·5	15·6	16·2	**16·4**	14·4	9·4	8·3*	12·2
Margelan	9·5	9·6	9·7	11·4	13·0	15·5	16·0	16·1	**17·4**	14·2	9·8	8·7*	12·6
Pamirski Post	15·4	**16·9**	16·4	14·0*	14·1	14·1	14·5	15·5	**16·9**	16·0	15·9	15·7	15·5
b) Mittlere maximale Tagesschwankung (Mittel aus 4 Jahren).													
Taschkent	17·9	17·0	16·6	18·9	18·4	16·7	19·8	20·2	**20·5**	20·2	16·0	15·0*	20·5
Pamirski Post	**25·4**	24·8	24·7	19·8*	20·2	20·0	20·8	22·1	**22·6**	21·5	21·8	22·9	25·4
c) Absolute maximale Tagesschwankung (4 Jahre).													
Taschkent	**21·8**	20·3	18·2	21·1	20·4	21·6	21·7	21·5	21·0	21·2	17·0	16·6*	21·8
Pamirski Post	26·6	**27·0**	25·1	22·4	22·0	22·0	21·9	24·7	24·0	24·2	23·9	25·4	27·0

Wir vergleichen nur die Gebirgsrandzone (Taschkent und Margelan) mit der Hochsteppe. — Im Jahresmittel ergibt sich für die Hochsteppe eine um zirka 3° größere Tagesschwankung, sie ist aber nicht in allen Monaten gleichmäßig höher als in der Niederung. In der Gebirgsrandzone zeigt sich nämlich ein ausgesprochener, jährlicher Gang im Betrage der Tagesschwankung, in der Weise, daß die tägliche Temperaturamplitude am kleinsten im Winter, durchschnittlich am größten im Sommer ist und den absolut höchsten Wert im Frühherbst, im September erreicht. Im September ist tagsüber die Erwärmung noch sehr bedeutend, während andererseits die rasch wachsende Länge der Nacht die nächtliche Abkühlung sehr begünstigt. Die extremen Monate (September und Dezember) geben in der Niederung einen Unterschied von 8—9° im Betrage der Tagesamplitude.

Auf der Hochsteppe beträgt dieser Unterschied kaum 3°. Hier ist im Gegensatz zur Niederung fast kein jährlicher Gang vorhanden. Die Tagesschwankung ist vielmehr in allen Jahreszeiten sehr bedeutend, in der kalten Jahreshälfte etwas größer als in der warmen, also umgekehrt wie in der Niederung. Der auch im Winter fast immer schneefreie Boden der Hochsteppe ermöglicht auch in der kältesten Zeit eine intensive Erwärmung des Bodens und damit der Luft, während andererseits die langen Nächte, die große Höhe, die Trockenheit der Luft und eine wesentlich geringere Bewölkung als in der Niederung äußerst starke Abkühlung zur Folge haben. Im Gegensatz zur Niederung finden wir zwei Maxima, im Februar und September, bezeichnend für die rasche Zunahme der Tageslänge im Februar, der Nachtlänge im September. In der kalten Jahreshälfte ist die Hochsteppe niederschlagslos, während die Niederung Winter- und Frühlingsregen hat, worin vor allem der große Unterschied im Betrage der Tagesamplitude im Winter begründet ist.

In der Trockenzeit ist in der Niederung die Tagesschwankung sogar größer als auf der Hochsteppe, wobei die stärkere sommerliche Bewölkung im Gebirge von Einfluß ist. Den landläufigen Vorstellungen über die exzessiv großen Tagesschwankungen der Temperatur auf den Pamirsteppen entspricht das Ergebnis freilich nicht, daß im Sommer in der Niederung durchschnittlich ebenso große Amplituden beobachtet werden. In Margelan finden wir von Juni bis September höhere

Durchschnittswerte als in Pamirski Post und die mittlere Tagesschwankung erreicht auf der Hochsteppe in keinem Monat den Septemberwert in Margelan. Der höhere Jahreswert in Pamirski Post ist ganz durch die Wintermonate bedingt.

Bei einem Vergleiche dieser Zahlen und bei Beurteilung der Reiseberichte darf man aber nie vergessen, daß es erstens für das subjektive Empfinden einen großen Unterschied bedingt, ob eine durchschnittliche Tagesschwankung von 17° zwischen 35° und 18° vor sich geht wie in der Niederung, oder zwischen 20° und 3° wie auf der Hochsteppe. Was in der heißen Niederung als Wohltat empfunden wird, wirkt auf der Hochsteppe als Unannehmlichkeit. Zweitens ist darauf hinzuweisen, daß die direkten Wirkungen der Einstrahlung bei Tag, der Ausstrahlung bei Naeht auf unsere Wärmeempfindung in der hochgelegenen, baumlosen, ungemein trockenen Hochsteppe außerordentlich gesteigert sind. Ich war selbst sehr erstaunt, daß die tatsächlich beobachteten Temperaturen für die Hochsteppe keine größeren Werte der mittleren Tagesschwankung ergaben als für die Niederung.

In Tabelle 2 *b* sind die größten Tagesschwankungen mitgeteilt, die man durchschnittlich in jedem Monat zu erwarten hat. Hier verschiebt sich das Bild ein wenig zugunsten der Hochsteppe insoferne, als auf letzterer in jedem Monat, in Taschkent hingegen nur in vier Monaten maximale Schwankungen von 20° vorkommen, ferner hat man auf der Hochsteppe in den drei Wintermonaten mit maximalen Schwankungen von 25° zu rechnen, während Amplituden dieser Größe in der Gebirgsrandzone nicht beobachtet werden.

Zur Ergänzung sind noch die absolut größten Tagesamplituden des Zeitraumes von 1897—1900 in Tabelle 2 *c* mitgeteilt. Während in der Niederung eine Amplitude von zirka 22° die obere Grenze darstellt, wurden in Pamirski Post Amplituden bis zu 27° beobachtet. Eine längere Beobachtungsreihe würde die maximalen Werte natürlich erhöhen. Mit größeren Tagesamplituden als 30° braucht man aber selbst auf der Hochsteppe gewiß nicht zu rechnen.

Damit stimmen auch die Ergebnisse überein, die Olufsen auf einer lange dauernden Bereisung der Pamirgebiete gewonnen hat.[1] Für Juli ergibt sich ein mit Pamirski Post übereinstimmender, für den August ein höherer Wert. Als größte Tagesschwankung beobachtete Olufsen am See Bulunkul, 3970 *m*, 27·1°, mit unserem Maximalwert übereinstimmend, aber im August beobachtet. Im Winter und Spätsommer hat man in den verschiedenen Hochsteppengebieten auf jeden Fall mit maximalen Tagesschwankungen von zirka 28° zu rechnen, ohne daß die Durchschnittsamplituden im Sommer größer als in der Niederung wären.

Es ist nicht ohne Interesse, die jahreszeitlichen Mittelwerte der täglichen Temperaturschwankung mit den Werten zu vergleichen, die für einige Stationen Ostturkestans gefunden wurden, da letzteres Gebiet ebenfalls seines extremen, täglichen Ganges wegen bekannt ist.

Tagesschwankung der Temperatur.

Ort	Höhe	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Luktschun[1]	30 *m*	13·3°	16·8	16·7	17·0	15·9
Urmutschi[2]	905	9·0	12·4	13·1	10·8	11·3
Kaschotak u. Temirlik[1]	2866	—	—	—	22·7	—
Taschkent	478	8·9	10·9	15·4	13·4	12·2
Pamirski Post	3640	16·0	14·8	14·7	16·3	15·5

[1] Hann, Handbuch der Klimatologie, III. Aufl., Bd. III, p. 316. — [2] Woeikof, Klima von Urmutschi, Met.-Z. 1914, p. 347. Urmutschi zeigt, daß in Ostturkestan, in der Niederung, die Tagesschwankung stellenweise sogar kleiner ist, als in Westturkestan, während in Luktschun, der »kontinentalsten« Station der Erde, die Amplitude so groß wie auf der Hochsteppe wird. Um größere Tagesschwankungen als auf letzterer zu finden, muß man in Ostturkestan in größere Höhen gehen, soweit man die Beobachtungen, die Sven v. Hedin im Herbst ausgeführt hat, als charakteristisch ansehen kann. Auf jeden Fall gehört die durchschnittliche Tagesschwankung der Temperatur auf der Pamirhochsteppe zu den größten, die auf der ganzen Erde gefunden werden und besonders die bedeutende Tagesschwankung im Winter muß als charakteristisches Merkmal der innerasiatischen Hochgebirgssteppen bezeichnet werden.

[1] O. Olufsen, The second Danish Pamir expedition. Meteorological observations from Pamir 1898—1899. Det nordiske forlag 1903.

Eigene Beobachtungen.

Gegenüber den Beobachtungen stabiler Stationen fällt natürlich die kurze Beobachtungsserie während unserer Reise wenig ins Gewicht. Einen gewissen Wert erhält sie dadurch, daß sie sich zum Teil auf typische Gebirgstäler bezieht, über deren Temperaturamplitude im Verhältnis zu Niederung und Hochsteppe wir nicht viel wissen. Außerdem bietet die Besprechung einiger Temperaturdiagramme instruktive Details.

Zeit	Gebiet	mittlere Höhe	Tagesschwankung mittlere	Tagesschwankung maximale
Juni	Scharschaus und Mittelbuchara	800 *m*	15·2	21·5°
Juli	Surchobtal	1550 *m*	15·8	17·0
Juli August	Hochfläche Tuptschek	3150 *m*	19·0	25·0
August September	Kulika (Steppental)	2822 *m*	21·6	25·5
September	Paschimgar	2660 *m*	16·4	19·0

Von einer Abnahme der Amplitude mit der Höhe ist nichts zu merken. Über die bedeutende Amplitude auf der Tuptscheker Hochfläche ist nach den früheren Ausführungen nichts zu bemerken. Daß Scharschaus und Mittelbuchara im Betrage der Tagesschwankung mit Taschkent und Margelan übereinstimmen, trotz eines beträchtlichen Breitenunterschiedes, zeigt nur, wie gleichförmig die Tagesschwankung in den Oasenstädten der Gebirgsrandzone ist. Im Surchobtal, beträchtlich höher, findet man ebenfalls den Wert der Gebirgsrandzone.

Das Surchobtal ist oberhalb 1300 *m* ein breites, schutterfülltes Tal, das am besten als langgezogene, schutterfüllte Talebene zwischen hohen, steilen Gebirgsketten bezeichnet werden kann — eine Talkonfiguration, die für Ausbildung starker Temperaturschwankungen sehr günstig ist. Doch liegt die Mehrzahl der Siedelungen auf Schuttkegeln beträchtlich über der Talsohle, was die Extreme des täglichen Wärmeganges stark abstumpfen dürfte.

Mit der Hochsteppe sind die Tuptscheker Hochfläche und das Steppental bei Kulika zu vergleichen. Begünstigt durch die früher eingehend diskutierten Geländeeinflüsse ergeben sich hier größere Amplituden als auf der Hochsteppe. Trotz der Kürze der Beobachtungsreihe übertreffen die maximalen Amplituden in Tuptschek und Kulika die maximalen, aus vier Jahrgängen berechneten Sommerwerte für Pamirski Post. Paschimgar, fast gleich hoch wie Kulika, liegt im obersten Chingobtal, dessen Konfiguration dem Surchobtal sehr ähnlich ist; man findet viel kleinere Amplituden als im Steppental gleicher Höhe.

Ganz im allgemeinen kann man feststellen, daß wenigstens im Sommer die Amplituden überall groß und in den Oasen der Gebirgsrandzone wie in den Gebirgstälern als auch auf der Hochsteppe dem Betrage nach nicht sehr verschieden sind. Wo Tallage sich mit Steppencharakter kombiniert, werden die Amplituden am größten.

Ganz anders verhalten sich aber steil absinkende Täler und die Hänge der Bergketten. Beobachtungen in steilen Hochtälern und im Gehänge der Berge konnte ich nur gelegentlich durchführen. Durchwegs ergab sich dabei eine viel kleinere Tagesschwankung als in den benachbarten, großen Tälern oder in der Niederung. Geringe Erhebung über die Niederung ergibt oft sehr große Unterschiede.

Der Auslauf der Gebirgstäler (Hissarische Kette) in das mittelbucharische Talbecken ergab Gelegenheit zu derartigen Beobachtungen. In der Niederung (700 *m*) wurden Tagesschwankungen von 18·0—21·5° gemessen. Im weiten Auslauf zweier Täler (Sangardak und Karatagh - 900 *m*) wurden Amplituden von nur 9·5—13·5° beobachtet. Der Unterschied wurde nur durch die geringere nächtliche Abkühlung im Auslauf der Seitentäler bewirkt; mittags lagen die Temperaturen gleich hoch wie in der Niederung. Tallage wirkt eben nur dort stark vergrößernd auf die Tagesschwankung, wo nachts die durch Ausstrahlung erkaltete Luft stagnieren kann.

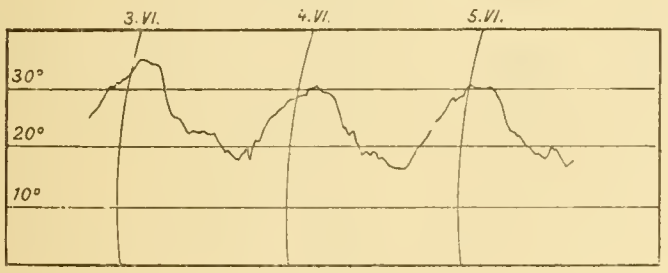
Beobachtungen der Tagesschwankung in reiner Gehängelage bei großem Höhenunterschied gegenüber dem Tal führte ich bei Gipfelersteigungen im Surchobtal (Kette Peters des Großen) aus. Unsere Lagerplätze lagen dabei in Höhen von 2800—3600 *m*, also in Höhen, die mit jenen der früher mitgeteilten Steppenstationen übereinstimmen. Während im Surchobtal der Thermograph Amplituden von 14—17°, in Tuptschek von 19—25° verzeichnete, ergaben die Gehängebeobachtungen Amplituden von 6—7°.

Erstrecken wir unsere Betrachtung also auch auf freie Gehängelage, so finden wir in unserem Gebirgssysteme je nach der Oberflächenform in gleicher Höhe Werte der Tagesschwankung, die um das Zwei- bis Dreifache sich voneinander unterscheiden Bewegen wir uns zum Beispiel im Surchobtal selbst von der Niederung bis zum Oberlauf des Flusses, bis in das weite Steppental Alai, so finden wir keine Abnahme der Amplitude mit der Höhe. Umso rascher nimmt die Amplitude aber ab, wenn wir im Seitengehänge des unteren und mittleren Surchobtales bis zur Höhe der Alaisteppe emporsteigen.

Diagramme.

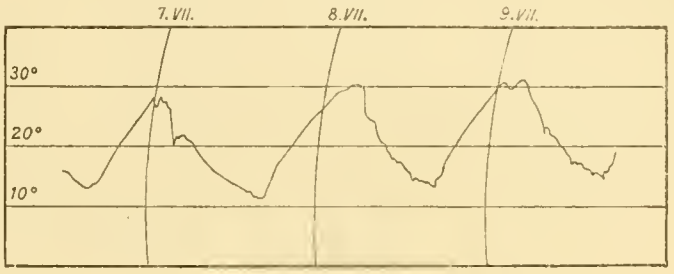
Bei dem Mangel an Registriermaterial aus diesen entlegenen Gebieten bietet die Betrachtung von Temperaturkurven einiges Interesse.

Diagramm 1.



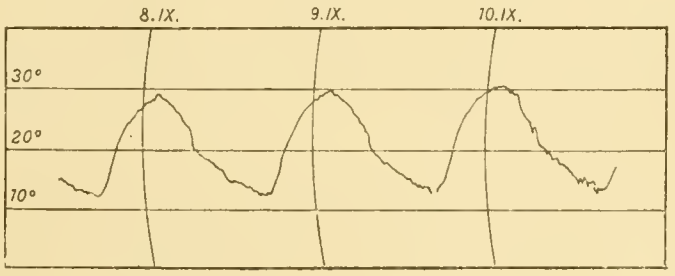
Scharschaus.

Diagramm 2.



Kalai-ljabi-ob.

Diagramm 3.



Paschimgar.

Zu den Diagrammen 1 bis 3 ist wenig zu bemerken. Das erste stammt aus Scharschaus 629 *m*, einem Talhecken zwischen den Westausläufern der Hissarischen Kette. Die drei Tage, deren Diagramm vorliegt, waren der schwülen Luft wegen wohl die unangenehmsten während der ganzen Reise, obwohl die Temperaturen nicht besonders hoch, die nächtliche Abkühlung bedeutend war. Auch hoher Feuchtigkeitsgehalt kann es nicht gewesen sein, der diese Zeit so unangenehm gemacht hat, da die gleichzeitig gemessenen Werte der relativen Feuchtigkeit sämtlich zwischen 32 und 66 % liegen. Die Empfindung besonderer Schwüle war immer durch zeitweise Zunahme der Bewölkung hervorgerufen, gesteigert durch die völlige Windstille bei Tag und Nacht. Auch als Kriegsgefangener in Taschkent konnte ich mich zur Genüge davon überzeugen, daß die im Frühsommer noch häufigere Wolkenbildung die niedrigeren Temperaturen viel schwerer ertragen läßt als später die hochsommerliche Hitze ohne Wolkenbildung.

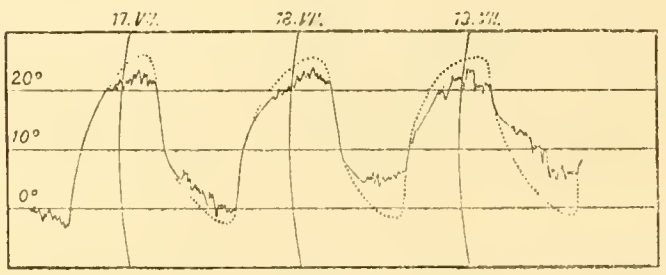
Bei fast gleich hohen Mittagstemperaturen war der Aufenthalt im Surchobtal (Kalailjabiob 1543 *m*; Diagramm 2) viel angenehmer, bei kräftigen Talwinden und Werten der relativen Feuchtigkeit zwischen 15 und 50 %. Die nächtliche Abkühlung war sehr bedeutend und in manchen Nächten hatte man die Empfindung der »Kühle«. Ein Gewitter am 7. Juli markiert sich durch eine Temperaturstufe, worauf die Temperatur wieder die der Tageszeit entsprechende Höhe erreicht.

Abermals 1000 *m* höher liegt Paschimgar 2660 *m* (Diagramm 3), dessen Temperaturgang die kräftigen Amplituden ausgesprochener Tallage zeigt. Mit größter Regelmäßigkeit wiederholt sich der Temperaturgang Tag für Tag; eine kleine

Temperaturstufe abends markiert das Erlöschen des Talwindes. Was die Temperaturverhältnisse anbelangt, waren die Tage in Paschimgar die angenehmsten der Reise. Der Herbst ist in diesen zentralen Gebietstälern überhaupt von unvergleichlicher Schönheit, aber als Reisezeit wegen der früh einsetzenden Schneefälle im Hochgebirge nur jenen zu empfehlen, die die Hochregion selbst meiden.

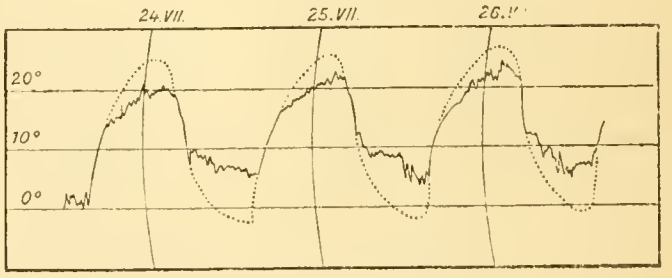
Die Diagramme der Hochfläche von Tuptschek und des Talbeckens von Kulika knapp unterhalb der Hochfläche bieten ein wesentlich anderes Bild. Der Unterschied gegenüber den eben besprochenen Diagrammen drückt sich nicht nur durch die größeren Amplituden auf der Hochfläche aus, sondern in noch auffälligerer Weise durch den unruhigen Temperaturgang während der wärmsten und kältesten Jahreszeit.

Diagramm 4.



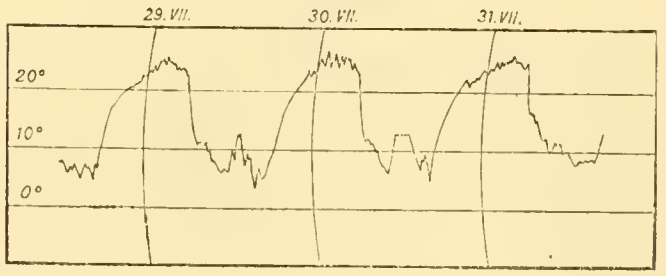
Tuptschek

Diagramm 5.



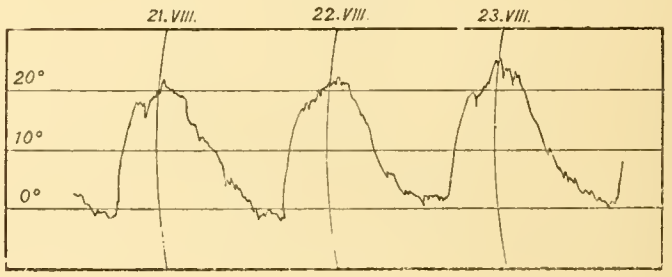
Tuptschek.

Diagramm 6.



Tuptschek.

Diagramm 7.



Kulika.

Eine wenig gestörte Temperaturkurve zeigt zum Beispiel der 17. Juli (Diagramm 4). Gleich nach Sonnenaufgang beginnt die Temperatur rasch zu steigen und steigt bis 10 a um rund 20°. Der weitere Temperaturanstieg bis zum Tagesmaximum ist verflacht und durch zahlreiche kleine Temperaturschwankungen unterbrochen, welch letztere der immerhin langsam reagierende Registrierapparat bezüglich Dauer und Intensität sicher nur sehr unvollkommen wiedergibt. Um 5 p. beginnt rapider Temperaturfall, der um 9 p. langsamer wird unter erneutem Übergang zu kleinen Schwankungen.

Die Kurve des 17. Juli ist die am wenigsten gestörte von 23 Tageskurven. Sie kommt einer reinen »Strahlungskurve« am nächsten, wie sie sich in völlig ungestörter Form durch die punktierte Ergänzung darstellen läßt. Die Abweichung der tatsächlich beobachteten von der ergänzten idealen Kurve ergibt bei Tag in den wärmsten Stunden einen störenden Einfluß, der die Temperatur erniedrigt, bei Nacht eine störende Ursache, die die Temperatur erhöht und überdies bei Tag und Nacht zu Temperaturschwankungen Veranlassung gibt. Die Störung in den heißen Tagesstunden zeigt sich alltäglich ohne große Unterschiede bezüglich Dauer und Betrag. Die Störung des nächtlichen Temperaturverlaufes ist ebenfalls in jeder Tageskurve verzeichnet, erstreckt sich auch in jedem Fall angenähert über den gleichen Zeitraum, ist aber der Intensität nach von Nacht zu Nacht sehr verschieden. Mitunter besteht die Störung nur in einigen kleinen Temperaturschwankungen wie in der Nacht vom 17. bis 18. Juli, mitunter aber entwickelt sich ein deutlich ausgeprägtes sekundäres Temperaturmaximum, wie es die Kurven des 29. und 30. Juli (Diagramm 6) zeigen. Die mitgeteilten neun Kurven zeigen alle möglichen Zwischenstufen.

Diese Störungen werden durch die Tal- und Bergwinde hervorgerufen, deren Einfluß auf den Temperaturgang sich ja auch in den Registrierungen alpiner Stationen ausdrückt, hier in Tuptschek aber der mächtigen normalen Temperaturamplitude wegen besonders auffällig zur Geltung kommt. Der durch Strahlungseinfluß allein bedingte Teil der Temperaturkurve und der dynamisch gestörte Teilverlauf ist in alpinen Registrierungen, so weit meine Kenntnis des Materials reicht, nirgends so schroff geschieden. Bedeckt sich jedoch über Tuptschek der Himmel einmal tagsüber mit Wolken, so verwischt sich der eben erwähnte Gegensatz sofort, wie zum Beispiel die Registrierung des 19. Juli zeigt. Sobald die lokalen, durch die Erwärmung bedingten Winde mit tageszeitlichem Richtungswechsel durch eine allgemeine Luftströmung verdrängt werden, entsteht ein Mischtypus des Temperaturganges, bei dem sich die scharfe Trennung zwischen »Strahlungskurve« und »Störungskurve« sofort verwischt.

Vormittags erwärmt sich die Luft über der Hochfläche sehr rasch und sehr stark, während die Luft in der Höhe von Tuptschek über dem Surchobtale ihre Temperatur nur wenig ändert. Der einsetzende Talwind befördert diese kältere

Luft zur Hochfläche und schneidet an manchen Tagen den weiteren Temperaturanstieg förmlich ab. Da der stark überwärmte Boden der Hochfläche die gegensätzliche Wirkung übt, erklären sich die Temperaturschwankungen ohne weiters.

Abends sinkt die Temperatur außerordentlich rasch, wobei über der Hochfläche sich zweifellos kräftige Temperaturumkehr einstellt. Die kalten Luftmassen stagnieren bei Windstille, bis die nächtliche Schrumpfung der Luftmassen über dem Surchobtal zum Abfließen der kalten Luft auf der Hochfläche führt. Einerseits hat die angesammelte kalte Luft ohnehin die Tendenz, durch die in den Hochflächenrand eingeschnittenen tiefen Schluchten in das Haupttal abzufließen, während anderseits der Schrumpfungsvorgang in den Luftmassen über dem Haupttal eine saugende Wirkung auf die Luft in den Seitentälern und auf der Hochfläche ausüben muß.

An die Stelle der abfließenden kalten Luft tritt wärmere Luft aus der Höhe, wodurch die weitere Abkühlung entweder verzögert oder ganz abgeschnitten wird. Das mitunter sehr ausgeprägte sekundäre Temperaturmaximum in der Nacht beruht gewiß auf einer Art Föhnwirkung, aber selbst bei starker Erwärmung liegt kein Grund vor, die hohe Temperatur durch ein Niedersinken der Luft aus größeren Höhen zu erklären. Da starke Inversion vorausgeht, genügt eine ganz geringe Verschiebung der Luftmassen in vertikaler Richtung, um der Hochfläche bedeutend wärmere Luft zuzuführen. Im allgemeinen wird das sekundäre nächtliche Temperaturmaximum die Temperatur anzeigen, die man in der Nachbarschaft in gleicher Höhe, aber in freier Gehängelage finden würde. Erwähnen will ich noch, daß ich in den Nächten, die wir in Tuptschek zugebracht haben, immer leichten Südostwind notiert habe, also eine Luftströmung, die ihrer Richtung nach mit den eben skizzierten Vorgängen übereinstimmt.

Der Temperaturgang in Kulika, 2822 *m* (Diagramm 7), einem talabwärts gut abgeriegelten Steppenbecken geringen Umfanges zeigt gegenüber der Hochsteppe geringere Störungen und deshalb eine stärkere Amplitude. Tagsüber greift der Talwind störend ein, aber nachts kann die sich ansammelnde kalte Luft nicht abfließen.

So starke Tagesschwankungen wie auf der Hochfläche und in Kulika werden nicht immer angenehm empfunden. Tagsüber macht sich die in Anbetracht der Höhe allerdings sehr hohe Temperatur weniger unangenehm fühlbar als die außerordentlich intensive Sonnenstrahlung, vor der kein Baum, kein Strauch Schutz gewährt und die auch den Aufenthalt in den Filzjurten der Kirgisen oder gar in Reisezelten unleidlich macht. Der starke Talwind vom Surchobtal her ist deshalb eine große Annehmlichkeit, die man auch dem Innern der Jurten durch teilweise Entfernung der Filzumhüllung zukommen läßt. Abends und nachts friert man auch im Hochsommer oft, aber man kann sich gegen die Kälte immerhin leichter schützen als gegen die Sonnenstrahlung tagsüber. Man gewöhnt sich zwar rasch an den schroffen periodischen Temperaturwechsel, ist aber außerordentlich empfindlich, wenn einer der seltenen sommerlichen Schlechtwettereinbrüche niedrige Allgemeintemperatur bringt.

5. Temperatur der Bodenoberfläche, Strahlungstemperaturen, Messungen der Wärmeausstrahlung.

Es werden in Kürze die Ergebnisse gelegentlich vorgenommener Messungen der in der Überschrift genannten Größen mitgeteilt, im Anschluß an die Behandlung der Tagesschwankung der Temperatur, die ihrem Betrage nach von den genannten Faktoren abhängig ist. Die Angaben über die Temperatur der Bodenoberfläche (T_o) beziehen sich auf nackten Boden, auf die oberste Schichte von meist staubartiger Beschaffenheit. Unter Strahlungstemperatur (T_s) ist die Angabe eines Vakuum-Schwarzkugelthermometers (Solarthermometers) verstanden. Die gleichzeitig beobachtete Lufttemperatur wird mit T bezeichnet.

Temperatur der Bodenoberfläche und Strahlungstemperatur.

		5 a.	7 a.	9 a.	11 a.	1 p.	3 p.	5 p.	7 p.	9 p.	11 p.
Scharschaus 629 *m*											
(6 Tage)	T	17	21	–	–	31	–	30	25	23	–
	T_o	15	29	–	–	52	–	48	30	28	–
	T_s	–	41	–	–	61	–	54	–	–	–
Lager Sugurluk 2900 *m*											
(2 Tage)	T	5	9	11	13	12	11	11	7	6	3
	T_o	– 1	10	27	37	30	22	21	7	3	0
	T_s	–	22	40	45	33	29	37	–	–	–

Die im Lager Sugurluk um 1 p. und 3 p. notierten Werte sind durch Wolkenbildung gestört und unbrauchbar. Die Messungen beziehen sich auf die Zeit vom 1. bis 15. Juni. Lager Sugurluk lag an einem noch nicht lange schneefrei gewordenen, flachen, durch Talwind gut ventilierten Hang.

Bei bedeutender Abnahme der Tagesschwankung der Lufttemperatur gegenüber der Niederung ist in der Höhe der Temperaturanstieg in der obersten Bodenschichte von gleichem Betrage wie in der Niederung (Sugurluk 38°, Scharschaus 37°) und würde wohl noch größer gefunden werden, wenn nicht die Mittagsbeobachtungen durch Bewölkung gestört wären. Im übrigen aber bedingt die Höhendifferenz von 2300 *m* einige Unterschiede.

Um 5 a. ist der Boden kälter als die Luft; die Differenz, in Scharschaus nur 2°, steigt in 2900 *m* auf 6°. Die Erwärmung des Bodens über die Lufttemperatur tritt in der Höhe verspätet ein. Um 7 p. und 9 p. ist in Scharschaus der Boden noch um 5° wärmer als die Luft, während im Lager Sugulurk um 7 p. Boden und Luft gleich temperiert sind, um 9 p. der Boden bereits um 3° kälter ist als die Luft, eine Wirkung der mit der Höhe rasch zunehmenden Wärmeausstrahlung.

Temperaturdifferenz Boden — Luft:	5 a.	7 a.	1 p.	5 p.	7 p.	9 p.
Scharschaus	— 2	+ 8	+ 21	+ 18	+ 5	+ 5
Sugurluk	6	+ 1	(+ 18)	+ 10	0	— 3

Weitere Schlüsse können aus einer so kurzen Beobachtungsreihe nicht gezogen werden. Was die Strahlungstemperaturen betrifft, so ist nur die rasche Abnahme der Strahlungstemperatur mit der Höhe auffällig, die anderweitigen Erfahrungen nicht entspricht.

Eine ähnliche Messungsreihe bezieht sich auf das Surchobtal bei Kalailjabiob, 1543 *m*, und die Hochfläche von Tuptschek.

	6 a.	10 a.	1 p.	4 p.	6 p.	9 p.	Minimum
Kalailjabiob 1543 *m*							
T	16	26	30	31	29	26	-
T_o	17	55	63	52	34	25	—
T_S	—	56	64	56	—	—	—
Tuptschek							
T	10	19	20	—	—	9	2
T_o	5	47	45	—		3	— 3
T_S	—	49	50	—	—	—	-

Es ergeben sich im wesentlichen die gleichen Schlüsse wie früher; um 6 a. und 9 p. sind im Tal Luft und Bodenoberfläche gleich temperiert, während auf der Hochfläche der Boden gleichzeitig um 5 bis 6° kälter ist als die Luft. Der Betrag der Erwärmung des Bodens ist in der Höhe ausgesprochen größer (unter Berücksichtigung des Minimums in Tuptschek), die Temperaturdifferenz Boden — Luft ist jedoch im Tal auch in der wärmsten Tageszeit größer als auf der Hochfläche. Der nach 10 a. auf der Hochfläche einsetzende sehr heftige Talwind, der den Anstieg der Lufttemperatur in so auffälliger Weise verzögert, wirkt in ähnlicher Weise auch auf die Temperatur der Bodenoberfläche, wie die niedrigere Bodentemperatur in Tuptschek um 1 p. zeigt.

Temperaturdifferenz Boden — Luft:	6 a.	10 a.	1 p.	9 p.
Kalailjabiob	+ 1	+ 29	+ 34	— 1
Tuptschek	— 5	+ 28	+ 25	— 6

Der Temperaturüberschuß des Bodens über die Luft ist tagsüber größer als im Juni. Alle Phänomene, bei welchen die Strahlung mitspielt, müssen auf der Hochfläche ausgeprägter sein als im

Lager Sugurluk, wo neben der guten Ventilation der freien Lage die Feuchtigkeit des noch nicht lange schneefreien Bodens die Erwärmung des Bodens sicher stark herabgedrückt hat. Im Lager Sugurluk weisen auch die bedeutenden Differenzen zwischen Boden- und Strahlungstemperatur auf feuchten Boden hin, während in der Beobachtungsserie Surchobtal—Tuptschek gerade der Umstand sehr bemerkenswert ist, daß zur Zeit hohen Sonnenstandes die Temperatur der Bodenoberfläche nur wenig unter der Strahlungstemperatur bleibt, im Tal sowohl wie auf der Hochfläche.

Differenz Solarthermometer — Bodenoberfläche:	10 a.	1 p.	4 p.
Kalailjabioh	+ 1	+ 1	+ 4
Tuptschek	+ 2	+ 5	—

Bei Messungen, die an fünf aufeinander folgenden Tagen im mittelbucharischen Gebiet (mittlere Höhe 700 *m*) ausgeführt wurden, ergab sich um 1 p. zwischen Strahlungs- und Bodentemperatur nur eine mittlere Differenz von 5° ($T_s = 65°$, $T_o = 60°$, $T = 35°$). Es ergibt sich daraus der Schluß, daß unter günstigsten Verhältnissen (Windstille, ungestörte Einstrahlung, ganz trockener Boden) sich die Bodenoberfläche bis auf die Temperatur des Solarthermometers erwärmt. Die lockere oberste Schichte von staubartiger Beschaffenheit reflektiert fast nichts und absorbiert wie ein schwarzer Körper. Daß der Boden durchschnittlich unter der Strahlungstemperatur bleibt, ist eine Wirkung des Windes und der Verdunstung des im Boden enthaltenen Wassers. Während zum Beispiel in Tuptschek nach Beginn des Talwindes die Bodentemperatur sinkt, steigt gleichzeitig die Temperatur des Solarthermometers noch weiter.

Daß bei Gipfellage, die im Verhältnis zu Tal und Hochsteppe niedrige Lufttemperatur nicht auf mangelnde Erwärmung des Bodens, sondern auf den durch Wind bewirkten raschen Abtransport der erwärmten Luft zurückzuführen ist, zeigen folgende zwei Beobachtungsserien:

	Kemkutankette bei Samarkand, 28. bis 30. Mai, 1 p.		Gebiet von Tuptschek, 2. August, 1 p.	
	Tal 1360 *m*	Gipfelhang 2000 *m*	Hochfläche 3150 *m*	Gipfel Atschik 5018 *m*
T	24	13	20	8
T_o	47	54	45	42

In der ersten Serie ist die Lufttemperatur auf dem Gipfel um 11° niedriger als im Talbecken, obwohl die Bodentemperatur auf dem Gipfel um 7° höher liegt. Im zweiten Beispiel steht einem Unterschied der Lufttemperatur von 12° ein Unterschied der Bodentemperatur von nur 3° gegenüber. Die Ausdehnung der »geheizten« Fläche ist eben für den Gang der Luftemperatur von ausschlaggebender Bedeutung. Die hohe Sommertemperatur der Hochsteppe und auch der Tuptscheker Hochfläche ist nur auf die große Ausdehnung der Heizfläche zurückzuführen. Selbst wenn starker Wind einsetzt, strömt Luft zu, die im Nachbargebiet ebenfalls stark überwärmt wurde, so daß der Einfluß des Windes umso geringer wird, je ausgedehnter die Hochfläche ist. Vergleicht man die Hochsteppe mit Gipfelstationen gleicher Höhe, so sind außerordentliche Unterschiede der Lufttemperatur zu erwarten, bei geringen Unterschieden in der Bodentemperatur.

Die starke Erwärmung des Bodens auf der Tuptscheker Hochfläche, die starke Abkühlung bei Nacht wirkt auch auf die Wassertemperatur des Karaschura ein, der als träges Bächlein in unzähligen Mäandern sich westwärts durch die Hochfläche schlängelt. Am 17. Juli maß ich die Temperatur des Baches:

	6^{45} a.	9^{15} a.	12^{15} p.	3^{10} p.
$T =$	3·8	11·5	21·0	21·0

Die mächtige Erwärmung des kleinen Baches dürfte wesentlich durch die Temperatur des Bodens verursacht sein, dessen Einwirkung ja das seichte, langsam fließende Gewässer im stärkstem Maße ausgesetzt ist. Aber auch in größeren stehenden Gewässern ist die Erwärmung durch die intensive Strahlung, wohl ohne bedeutende Mitwirkung des überwärmten Bodens, eine sehr beträchtliche. Zwischen den flachen Hügelkämmen der nördlichen Begrenzung der Hochfläche liegt eine Reihe von kleinen Seen, in einer Höhe von 3100 bis 3300 *m*, in welchen trotz der großen Höhe das Baden bei Wahl der richtigen Tageszeit sehr angenehm war. Am 17. und 19. Juli maß ich dabei im Mittel folgende Temperaturen:

See Jaschilkul 3230 *m*	9 a.	4^{30} p.	
T =	14·5	21·0	
	—	16·0	in 1 *m* Tiefe.

An der Oberfläche in sieben Stunden ein Temperaturanstieg von 7 bis 8°, während in 1 *m* Tiefe die Erwärmung gleichzeitig höchstens 1·5° betragen haben kann.

Messungen der Wärmeausstrahlung.

Die Messungen, die mit dem von K. Ångström konstruierten Aktinometer »Tulipa« ausgeführt wurden, erstrecken sich nur über die Zeit vom 28. Mai bis 20. Juni, da der Apparat später unbrauchbar wurde. Die 30 Einzelmessungen wurden in sehr verschiedener Höhenlage ausgeführt. Die Berechnung der Gegenstrahlung der Atmosphäre erfolgte in üblicher Weise mit Hilfe der Stefan-Boltzmann'schen Formel, indem nach letzterer der der Temperatur entsprechende Ausstrahlungswert berechnet und um den Betrag der tatsächlich gemessenen Ausstrahlung vermindert wurde. Als Temperatur des Strahlungskörpers (Apparates) wurde die Lufttemperatur eingesetzt, beziehungsweise das arithmetische Mittel der Temperaturnotierungen bei Beginn und nach Beendigung der Messung. Die Einzelmessungen wurden unter Berücksichtigung der verschiedenen Dauer der jeweiligen Exposition des Apparates zu Mitteln vereinigt, da es nicht angeht, das Ergebnis einer kurzen Expositionsdauer mit gleichem Gewichte in die Mittelwertbildung eingehen zu lassen als das Ergebnis einer längeren Expositionsdauer.

In der nachstehenden Übersicht der Messungsergebnisse in verschiedenen Höhen bedeutet Z die Zahl der Einzelbeobachtungen, t das Mittel aus den wie oben erwähnt gemessenen Temperaturen, A die Ausstrahlung in Grammkal. pro Minute, G die Gegenstrahlung der Atmosphäre in gleichem Maß. In den drei Gebieten, für die mehr als fünf Einzelmessungen vorliegen, sind die größten und kleinsten Werte von A und G unter entsprechender Signatur beigefügt.

Intensität der Wärmeausstrahlung und der atmosphärischen Gegenstrahlung.

Ort	Höhe *m*	Z	t	A	G	A max.	A min.	G max.	G min.
Mittelbuchara	700	6	25·0	0·13	0·46	0·16	0·07	0·53	0·43
Becken von Scharschaus..	800	11	20·5	0·12	0·43	0·19	0·08	0·47	0·40
Kemkutan	1320	1	17·1	0·21	0·33	—	—	—	—
Sangardak	1400	3	19·5	0·17	0·38	—	—	—	—
Taschkurgan	1960	2	10·5	0·23	0·27	—	—	—	—
Lager Surgurluk	2900	7	6·2	(0·15)	0·32	0·35	0·08	0·40	0·14

Bis 2000 *m* hinauf ist die Zunahme der Ausstrahlung, die Abnahme der Gegenstrahlung mit wachsender Höhe klar ausgedrückt. Gänzlich aus der Reihe fällt nur der Mittelwert für die Höhe von 2900 *m*. Die extremen Werte von A und G in dieser Höhe zeigen zwar, daß in dieser Höhe tatsächlich die höchsten Werte der Ausstrahlung und die niedrigsten der Gegenstrahlung beobachtet wurden. Aber

nur drei von den sieben Einzelwerten entsprechen der gesetzmäßigen Abhängigkeit von der Höhe, während vier Einzelmessungen viel zu niedrige Werte ergaben, ohne daß ein Grund dafür angegeben werden könnte. Die Nächte waren ganz klar, die Messungen durch Bewölkung nicht gestört.

Rundet man die Höhenzahlen ab, vereinigt man die in zusammengehörigen Höhen gemessenen Mittel und bildet man für Sugurluk zwei Mittelpaare, den drei großen und vier niedrigen Einzelwerten der Ausstrahlung entsprechend, so erhält man:

Höhe	A	G	G (nach Emden, berechnet für 10°)
1000 *m*	0·171	0·400	0·37
2000 *m*	0·230	0·270	0·28
3000 *m*	0·297	0·167	0·19
	0·118	0·345	

Berücksichtigt man für die Höhe von 3000 *m* nur das Mittel aus den drei maximalen Werten, so ergibt sich zwischen 1000 und 3000 *m* eine Abnahme der atmosphärischen Gegenstrahlung, die mit der von Emden[1] für eine Temperatur von 10° berechneten Abnahme der Gegenstrahlung mit der Höhe gut übereinstimmt.

Die Ausstrahlung nimmt von 1000 bis 2000 *m* um 31 %, zwischen 2000 bis 3000 *m* bei Beschränkung auf die maximalen Werte in 3000 *m* um 29 % zu. Der hohe Betrag der Gegenstrahlung in 1000 *m* in einem so trockenen dampfarmen Klimagebiet, übereinstimmend mit Werten,[2] die in Neapel, Wien, Zürich, also in viel geringerer Höhe, gemessen wurden, überrascht. Aber er steht in Übereinstimmung mit den Werten, die A. Ångström in Nordamerika, in einer Höhe von 1160 *m*, bei ähnlichen Temperaturen gemessen hat.

Nicht unerwähnt will ich lassen, daß die außerordentlich großen Werte der Ausstrahlung im Lager Sugurluk (0·24, 0·30 und 0·36 Gr. Kal.) sich auf die Zeit um Sonnenauf- und -untergang beziehen. Auf eine ähnliche Beobachtung weist F. Exner bei Bearbeitung der auf dem Sonnblick 3106 *m* ausgeführten Messungen hin.[3] Ganz im Gegensatz hierzu ergeben sich in der mittelbucharischen Niederung bei Sonnenauf- und -untergang besonders kleine Werte der Ausstrahlung — ein Gegensatz zwischen Höhe und Niederung, der sehr bemerkenswert wäre, wenn man ihn durch so wenige Messungen als erwiesen betrachten dürfte.

Durchschnittlich findet man in 2000 *m* Höhe bereits eine stärkere Ausstrahlung als in den Alpen in 3106 *m*. Da sie in der Niederung den in Mitteleuropa beobachteten Werten entspricht, kann man daraus auf eine besonders rasche Zunahme der Ausstrahlung mit der Höhe in Turkestan schließen, eine bei der Trockenheit des Klimas nicht unerwartete Erscheinung. Unter solchen Umständen ist es gewiß bedauerlich, daß ein unglücklicher Zufall (Absturz eines Lastpferdes) die Fortsetzung der Messungen auf der Hochfläche von Tuptschek verhindert hat. Das subjektive Empfinden allein weist auf eine außerordentlich gesteigerte Wirkung der Strahlungsfaktoren in den Hochsteppengebieten hin.

Stankewitsch[4] hat im Jahre 1900 auf der Hochsteppe (Höhe 4400 *m*) die mittägige Einstrahlung zu 2·02 Gr. Kal. bestimmt, ein im Vergleich mit Sonnblick (1·58 Gr. Kal.) sehr hoher Wert. Der verstärkten Einstrahlung steht aber eine in noch stärkerem Ausmaß vergrößerte Austrahlung gegenüber. Beide Faktoren üben ihre Wirkung zunächst auf die Bodenoberfläche, während die intensive Beeinflussung der Lufttemperatur auf der Hochsteppe durch die große Ausdehnung der Heiz- beziehungsweise Ausstrahlungsfläche bedingt ist.

---

[1] Emden, Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung. Münchner Berichte 1913, Febr. 1913 (zitiert in Hann, Meteorologie, III. Aufl., p. 44.)

[2] Nach der Übersicht in Hann, Meteorologie, p. 43.

[3] F. M. Exner, Messungen der Sonnenstrahlung und der nächtlichen Ausstrahlung auf dem Sonnblick. Met. Z. 1903, p. 409 ff.

[4] Zitiert bei Hann, Hdbch. d. Klimat., 3. Aufl., Bd. I. p. 204.

Die Glashauswirkung der Atmosphäre ist auf diesen Hochsteppen in außerordentlichem Grad vermindert, eine Folge der Höhenlage und der extremen Trockenheit. Letztere drückt sich allerdings nur in geringer relativer Feuchtigkeit, geringer Bewölkung und fast völligem Mangel an Niedesschlägen aus. Der absolute Dampfgehalt ist der hohen Sommertemperatur wegen nicht so gering. Im Jahresmittel ist zum Beispiel die spezifische Feuchtigkeit in Pamirski Post gleich groß wie auf dem Sonnblick (3·0 *g*), im Sommer größer, im Winter kleiner als auf dem Sonnblick. Aber so wie die Temperatur, ist auch die Feuchtigkeit auf der Hochsteppe lokal stark beeinflußt, und zwar vermutlich nur in seichten Schichten, so daß ein Vergleich zwischen Hochsteppe und einem alpinen Hochgipfel leicht zu falschen Schlüssen Veranlassung geben könnte.

6. Temperaturextreme.

Ich habe die mittleren Temperaturextreme einiger Stationen neu berechnet und bin gegenüber früheren Ausführungen zu ergänzenden Bemerkungen gezwungen, die sich im allgemeinen nur auf das Gebirge beziehen. Leider konnten die mittleren Minima für Khorog und Irkeschtam nicht berechnet werden.

Tabelle 3.

	Jänner	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktob.	Nov.	Dez.	Jahr
a) Mittlere Temperaturmaxima.													
Petro Alexandrowsk	7·9*	16·1	23·5	31·2	37·1	39·8	**40·3**	39·0	36·3	27·4	20·3	12·1	41·0
Taschkent	13·0*	18·2	23·8	29·2	34·4	37·3	**38·9**	37·0	34·4	28·6	23·4	16·7	39·2
Margelan	7·8*	12·5	20·9	28·5	33·9	36·7	**38·2**	36·4	33·6	26·9	18·4	11·5	38·3
Osch	8·5*	12·5	19·0	26·6	29·9	32·5	**35·7**	33·6	30·3	25·7	17·3	10·6	36·0
Khorog	3·6*	4·0	12·2	19·2	25·1	29·2	**31·5**	30·7	29·4	22·4	14·4	5·0	32·3
Irkeschtam	0·8*	0·3	8·6	13·1	17·8	21·3	**23·3**	22·9	20·1	13·1	5·0	0·4	23·8
Pamirski Post	− 2·8*	− 0·1	7·9	13·5	17·8	21·1	**24·4**	**24·6**	19·4	14·4	5·7	− 0·5	25·6
b) Mittlere Temperaturminima.													
Petro Alexandrowsk	−18·3*	−17·6	− 9·2	2·0	9·8	15·0	**19·4**	16·0	6·0	− 4·1	−11·3	−12·7	−20·3
Taschkent	−20·3*	−14·2	− 6·5	− 0·2	6·1	10·3	**12·9**	9·9	4·5	− 2·6	− 8·3	−12·2	−20·8
Margelan	−18·0*	−13·1	− 4·4	1·8	7·6	11·6	**12·9**	11·4	6·0	− 0·8	− 7·0	− 9·2	−18·9
Pamirski Post	−39·1*	−35·6	−26·8	−16·9	− 9·9	− 3·7	**0·0**	− 2·9	−10·1	−18·9	−27·1	−33·6	−40·8
c) Mittlere Monatsschwankung der Temperatur.													
Petro Alexandrowsk	26·2	**33·7**	**32·7**	29·2	27·3	24·8	20·9*	23·0	30·3	**31·5**	**31·6**	24·8*	61·3
Taschkent	**33·3**	**32·4**	30·3	29·4	28·3	27·0	26·0*	27·1	29·9	**31·2**	**31·7**	28·9*	60·0
Margelan	25·8	25·6	25·3	26·7	26·3	25·1	25·3	25·0*	**27·6**	**27·7**	25·4	20·7*	57·2
Pamirski Post	**36·3**	35·7	34·7	30·4	27·7	24·8	24·4*	27·5	29·5	33·3	32·8	33·1	66·4

Maxima der Temperatur.

Mit Berücksichtigung einiger nicht mitgeteilter Stationen (Chodschent, Dschisak, Samarkand) kann man feststellen, das Temperaturen über 40° in den Oasen der Gebirgsrandzone oberhalb 500 *m* nur außerordentlich selten vorkommen, während sie in den niedrigeren Gebieten, besonders in der Wüstensteppenzone alljährlich beobachtet werden, bis zu einer Breite von zirka 45° N. Das einzige

Gebiet der Gebirgsrandzone, dem stabile Stationen fehlen, ist Mittelbuchara, das wir von Mitte bis Ende Juni bereist haben. Trotz der bedeutend südlicheren Lage stehen die beobachteten Maxima, 34 bis 36°, ganz in Übereinstimmung mit der westlichen und nördlichen Randzone. Die Maxima, die wir im Juli im Surchobtal in einer Höhe von 1500 bis 1600 *m* fanden, im Mittel 30°, stimmen gut mit dem Julimaximum in Khorog, 2105 *m*, überein, das zwar südlicher, aber höher liegt und mit Rücksicht auf seine Höhe im Sommer einer der wärmsten Örtlichkeiten ist. Im allgemeinen kann man schließen, daß die Verhältnisse im ganzen Gebirgsgebiet sehr gleichmäßig sind. Maxima über 40° kommen bis zirka 500 *m*, Maxima über 30° bis 2000 *m* regelmäßig vor.

Bei Betrachtung größerer Höhen müssen wir das Gebiet der Hochsteppe vom Gebiet der Gebirgsketten trennen. Für letzteres deutet Irkeschtam an, daß Temperaturen über 20° normalerweise oberhalb zirka 3200 *m* nicht mehr vorkommen. Wo aber das Gebirge den Charakter einer Hochsteppe annimmt, hat man mit Höchsttemperaturen von 25° auch noch in einer Höhenlage von 3600 *m* regelmäßig zu rechnen, in Ausnahmsfällen mit Temperaturen von zirka 28 bis 29°, also mit Temperaturen, die in der gewiß genügend warmen Talregion nur bis zu Höhen von zirka 2500 *m* auftreten. Wie im Gebiet der Hochsteppe die zunehmende Höhe durch die Ausdehnung der Heizfläche kompensiert wird, hat ja bereits früher der Vergleich von Pamirski Post mit Tuptschek deutlich gezeigt.

Bezüglich der Höchsttemperaturen in den einzelnen Monaten muß auf die auffallend hohen Maxima in Taschkent (ähnlich in Samarkand) gerade in den kältesten Monaten hingewiesen werden. Trotz gleicher Höhenlage sind die durchschnittlichen Maxima in Margelan (Ferghana) viel niedriger, während in Ferghana selbst die Höhe von 1000 *m* (Osch) gleich hohe Maxima liefert als das um 500 *m* niedrigere Margelan. Es handelt sich hiebei um einen sehr allgemeinen Gegensatz zwischen den frei gelegenen Oasenorten des westlichen Gebirgsrandes und dem fast geschlossenen Talbecken von Ferghana.

Mittlere Temperaturmaxima.

Randzone; freie Lage	Dezember	Jänner	Talbecken; Ferghana	Dezember	Jänner
Taschkent 478 *m*	16·7	13·0	Margelan 576 *m*	11·5	7·8
Samarkand 719 *m*	17·7	13·2	Namangan 483 *m*	11·7	7·3

Die hohen Temperaturen in der Gebirgsrandzone bei freier Lage sind auf die im Winter häufige Föhnwirkung zurückzuführen, die später auch durch Registrierungen aus Samarkand belegt wird. In dem fast geschlossenen, dem Stagnieren kalter Luft sehr günstigen Talbecken von Ferghana kommt es nicht zum Abfließen der kalten Luftmassen im Tal, der Föhn bricht hier nicht durch, wie in den frei gelegenen Oasen der Randzone und wie in den höheren Lagen Ferghanas (Osch) selbst. Die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in den alpinen Föhngebieten drängt sich von selbst auf, wobei hier am Rande der turkestanischen Gebirge die typischen Erscheinungen eher deutlicher auftreten als im Vorlande der Alpen.

Minima der Temperatur.

Was den Betrag der Temperaturminima betrifft, sind folgende Gesichtspunkte geltend zu machen: Das Vorwiegen nördlicher Winde in den untersten Schichten, zumal im Winter, weist auf die Invasion kalter Luft aus höheren Breiten hin, die dann an Ort und Stelle durch Ausstrahlung noch weiter erkaltet. Das Fehlen einer Gebirgskette im Norden, gegen Westsibirien und Nordrußland, begünstigt das Eindringen kalter Luft ungemein, woraus sich die in Anbetracht der niedrigen Breite außerordentlich tiefen mittleren Temperaturminima erklären (mittlere Minima von — 20° in der Breite von Rom). Auf der Hochsteppe spielt die Invasion kalter Luft von Norden her keine Rolle mehr; die

Temperaturminima repräsentieren hier völlig den lokalen Ausstrahlungseffekt. Da die Ausstrahlung mit der Höhe rasch zunimmt, die Luft über der Hochsteppe im Winter fast ganz trocken ist und die Randgebirge der weiten Hochsteppenbecken die erkaltete Luft am Abfluß in die Tiefe hindern, resultieren für die Hochsteppe Temperaturminima (im Winter), die sowohl mit Rücksicht auf die Höhenlage, wie auch im Vergleich mit der Niedersteppe oder mit großen alpinen Höhen als sehr niedrig bezeichnet werden müssen. Auf dem Sonnblick, 500 *m* niedriger, aber um 8° nördlicher gelegen als Pamirski Post, findet man ein um 9° höheres Jahresminimum (— 30·6° gegen — 39·1°). Andrerseits ist das Juliminimum auf der Hochsteppe (0·0°), obwohl niedrig im Verhältnis zur Höchsttemperatur des Juli, sehr hoch im Vergleich zum Sonnblick (— 7·5°). Nicht das ist erstaunlich, daß im Hochsommer der Hochsteppe die Temperatur bis auf den Gefrierpunkt sinkt; erstaunlich sind vielmehr nur die Beträge, bis zu welchen sich im Hochsteppenklima die Temperatur mittags zu erheben vermag.

Bemerkenswert im Vergleich zur niedrigen Steppe sind die relativ sehr niedrigen Temperaturen, die in der Gebirgsrandzone in den wärmsten Monaten eintreten können. Die mittleren Minima sind in Taschkent und Margelan im Sommer um 5 bis 7° niedriger als in Petro Alexandrowsk. Da die Erscheinung wirklich auf den Gebirgsrand beschränkt ist, kann an Kälteeinbrüche u. dgl. nicht gedacht werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Einflüsse, die von dem nahen Gegirge selbst ausgehen, wobei in erster Linie an die Wirkung von Gewittern gedacht werden muß, die in der Randzone (14 bis 16 Gewittertage im Jahr) viel häufiger sind als in der Steppe (6 bis 7 Gewittertage).

Mittlere Monatsschwankung der Temperatur.

Nach dem Vorstehenden ist es begreiflich, daß die absolute Jahresschwankung der Temperatur auf der Hochsteppe am größten ist, sogar größer als in der Niedersteppe, wo zu den lokalen Strahlungsfaktoren noch der Einfluß von Kältewellen, wenigstens im Winter, kommt. Was die Gesamtschwankung der Temperatur in den einzelnen Monaten anbelangt, so zeigt sich überall, mehr oder weniger deutlich, ein jährlicher Gang, der am einfachsten auf der Hochsteppe sich darstellt, wo die größte Schwankung im Jänner, die kleinste im Juli sich zeigt, ähnlich wie wir es für die Tageschwankung gefunden haben. Wie stark auf der Hochsteppe gegenüber der Niederung die Strahlungseinflüsse überwiegen, erkennt man daran, daß in Pamirski Post im Jänner die Monatsschwankung nur etwas mehr als doppelt so groß, in Taschkent hingegen fast viermal so groß ist als die Tagesschwankung.

Die großen Monatsschwankungen in Taschkent im Winter und Sommer erklären sich durch Föhn- und Gewitterwirkung. Der Gegensatz zu Margelan ist besonders im Winter groß und ein Beweis, wie geschützt gerade das Talbecken von Ferghana ist. In Margelan verschwindet der jährliche Gang im Betrage der Monatsschwankung fast vollständig.

Erwähnenswert ist höchstens noch der Umstand, daß trotz der durchschnittlich größeren Monatsschwankung auf der Hochsteppe gerade in den wärmsten Monaten sich kleinere Werte als in der Gebirgsrandzone ergeben, was früher bereits für die Tagesschwankung nachgewiesen wurde. Die Differenz Monatsschwankung — Tagesschwankung beträgt aber im Juli sowohl auf der Hochsteppe als in der Niederung nur 10°, ein Zeichen, daß im Sommer auch in der Niederung von außen kommende Einwirkung auf den Witterungsablauf in nennenswertem Betrage nicht stattfindet.

7. Veränderlichkeit der Monatsmittel.

Obwohl das untersuchte Gebiet seiner Breitenlage nach mit Italien übereinstimmt – Taschkent liegt ungefähr in der Breite von Rom, Pamirski Post in der Breite von Palermo —, ist die Veränderlichkeit der Temperaturmonatsmittel trotzdem eine sehr große. Ich habe die mittlere Anomalie der Monatsmittel aus den Beobachtungen 1894—1903 berechnet. Da dieser Zeitraum zur Ableitung dieser Größe an sich viel zu kurz ist, habe ich außerdem die mittlere Anomalie für Taschkent aus 28, mir derzeit zur Verfügung stehenden Jahrgängen berechnet und das Resultat in die Übersicht aufgenommen. Die Zahlen für Taschkent werden durch die Verwendung einer fast dreimal längeren Periode nicht wesentlich verändert, so daß man auch die aus nur zehnjährigen Beobachtungen abgeleiteten Werte zu einem Vergleiche der Stationen miteinander immerhin verwenden kann. Die Werte aus der längeren Reihe von Taschkent ermöglichen den Vergleich mit anderen Klimagebieten.

Tabelle 4.

Mittlere Veränderlichkeit der Monatsmittel der Temperatur.

	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Taschkent (28 Jahre)	3·08	2·14	2·71	1·11	0·94	1·18	0·50	0·67	0·57	1·57	1·34	1·66	0·55
(10 Jahre)	2·70	2·76	2·07	1·27	1·13	1·01	0·60	0·73	0·73	1·50	1·77	1·43	0·55
Osch	2·23	1·44	2·77	1·23	0·87	1·18	0·89	0·63	0·70	0·92	1·12	0·94	0·49
Irkeschtam	1·57	1·25	1·63	1·46	0·96	1·13	1·23	0·98	1·21	1·02	1·45	1·27	0·84
Pamirski Post	3·44	3·00	2·08	1·06	1·03	1·07	1·33	0·99	1·37	1·64	2·05	2·65	0·55

Die Veränderlichkeit der Monatsmittel ist in jeder Höhenlage am größten im Winter, am kleinsten im Sommer. Sie nimmt im Winter — von der Hochsteppe abgesehen — mit der Höhe ab, im Sommer hingegen mit der Höhe zu. Was den Betrag der Veränderlichkeit anbelangt, so stellt Taschkent einen gewissen Mischtypus dar. Die großen winterlichen Werte weisen trotz der niedrigen Breite auf den durch kein querlaufendes Gebirge verhinderten Zusammenhang mit Westsibirien und Rußland hin, während die sommerlichen Werte sogar niedriger sind als in Süditalien oder den Inseln der Adria. In manchen Wintern erscheint die turkestanische Niederung direkt als Ausläufer des sibirischen Kältegebietes.

Ich hoffe, bei anderer Gelegenheit den Beweis erbringen zu können, daß in kalten, turkestanischen Wintern die Invasion kalter Luft aus nördlichen Gebieten gewöhnlich nur in seichten Schichten vor sich geht, in welche höher gelegene Stationen nicht mehr einbezogen werden. Andrerseits nimmt in zu warmen Wintern der Temperaturüberschuß mit der Höhe ab.[1] Beide Erscheinungen bedingen die Abnahme der Veränderlichkeit mit der Höhe, die in den Winterwerten für Osch und Irkeschtam schön zum Ausdruck kommt.

In Osch entspricht dabei der Betrag der mittleren Anomalie ungefähr den Nordalpen, in Irkeschtam den Südalpen; der Unterschied ist aber nicht nur auf die größere Höhe Irkeschtams, sondern auch darauf zurückzuführen, daß Irkeschtam bereits auf der chinesischen Abdachung des Gebirges liegt, gegenüber jener Himmelsrichtung also, aus der alle großen Störungen erwartet werden müssen, durch das Gebirge geschützt ist.

[1] Instruktiv ist zum Beispiel der zu kalte Jänner 1900 und der zu warme Jänner 1896. Es wird die Abweichung Δt der betreffenden Monatswerte vom Durchschnittswert für einige Stationen mitgeteilt:

Station	Höhe	Januar 1900 Δt	Januar 1896 Δt
Kasalinsk	63	— 12·7	+ 4·0
Petro Alexandrowsk	85	9·0	+ 6·5
Taschkent	478	— 6·5	+ 6·8
Samarkand	719	— 4·1	+ 6·1
Osch	1023	— 3·9	+ 5·9
Khorog	2105	1·0	—
Irkeschtam	2850	— 1·0	+ 3·0
Pamirski Post	3640	— 3·0	+ 4·0

Wir haben bisher noch nicht eine einzige, auf die Temperatur sich beziehende Größe gefunden, die auf der Hochsteppe mit den für die übrigen Gebirgsgebiete gültigen Werten übereinstimmen würde. Auch die Anomalie der Monatsmittel macht keine Ausnahme. Statt einer weiteren Abnahme dieser Größe ergibt sich auf der Hochsteppe eine rapide Zunahme der Veränderlichkeit. Fast in allen Monaten ist sie größer als in Taschkent, aber bezüglich des jährlichen Ganges mit der Niederung übereinstimmend. Die mittlere Anomalie des Jänners ist in Taschkent und in Pamirski Post zirka viermal so groß als die des Juli, während in Irkeschtam diese Differenz sehr klein ist.

Die im Vergleiche mit Irkeschtam ganz außerordentlich große Veränderlichkeit der winterlichen Monatsmittel der Hochsteppe ist nicht leicht zu deuten. Intensive Störungen des normalen Temperaturverlaufes von außen her müßten sich in Irkeschtam in gleicher Weise bemerkbar machen wie in Pamirski Post, da die Entfernung zwischen beiden Stationen gering und die Höhendifferenz nicht bedeutend ist. Die Erklärung liegt vielmehr darin, daß in Gebieten starker, durch Ausstrahlung bedingter Winterkälte die Anomalie der Monatsmittel stets sehr groß ist, wie Sibirien und Rußland zur Genüge beweisen. Eine Untersuchung, ob extrem warme Wintermonate auf der Hochsteppe von übernormaler, extrem kalte Monate von unternormaler Bewölkung begleitet sind, ist resultatlos geblieben.

Zur besseren Übersicht über die mittlere Anomalie der Monatsmittel in verschiedenen Höhen füge ich noch die jahreszeitlichen Mittel bei:

Ort	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Monat im Jahresdurchschnitt
Taschkent 28 Jahre	2·29	1·59	0·78	1·16	1·45
» 10 Jahre	2·30	1·49	0·78	1·33	1·47
Oseh	1·54	1·62	0·90	0·91	1·24
Irkeschtam	1·36	1·45	1·11	1·23	1·29
Pamirski Post	3·03	1·59	1·13	1·69	1·81

Als charakteristisch für Turkestan kann man bezeichnen: Die großen winterlichen Werte der Niederung und Hochsteppe; die rasche Abnahme der Veränderlichkeit mit der Höhe im Winter; den außerordentlich großen Unterschied im Winter zwischen der von Gebirgen umschlossenen Hochsteppe und freier Gebirgslage; im ganzen ein Gebiet, in dem trotz der niedrigen Breite die Wintertemperatur von Jahr zu Jahr außerordentlichen Schwankungen unterworfen ist, während die Sommertemperatur von Jahr zu Jahr in auffällig geringem Grade variiert.

Für vergleichende Betrachtungen nicht brauchbar, aber für die Veränderlicheit der Monatsmittel sehr bezeichnend ist eine Übersicht, in der die extremen Monatsmittel verzeichnet sind. Wir beschränken die Betrachtung auf Taschkent und Pamirski Post, auf Winter- und Sommermonate.

Extreme Monatsmittel der Temperatur.

	Dezember	Jänner	Februar	Juni	Juli	August
Taschkent niedrigstes Mittel	0·7	— 6·5	— 7·6	22·9	25·4	23·3
(28 Jahre) höchstes Mittel	5·5	5·2	6·2	27·8	29·3	26·9
Δ	6·2	11·7	13·8	4·9	3·9	3·6
Pamirski Post niedrigstes Mittel	— 21·7	— 26·7	— 22·0	6·6	10·6	11·3
(14 Jahre) höchstes Mittel	— 12·2	— 12·7	— 10·4	12·0	16·4	16·2
Δ	9·5	14·0	11·6	5·4	5·8	4·9

Da der Betrag von Δ mit zunehmender Zahl von Beobachtungsjahren natürlich wächst, können die Zahlen, die sich nicht auf eine gleich lange und gleichzeitige Periode beziehen, nicht miteinander verglichen werden. Aber sie zeigen, innerhalb welcher Grenzen die Monatsmittel sich ungefähr bewegen. In Taschkent kann der Februar so kalt sein wie in den Nordalpen in einer Höhe von 2000 *m*, er kann aber auch wärmer sein als in der Poebene am Südfuß der Alpen, während die Hochsteppe ihren Temperaturverhältnissen nach am besten mit Tomsk in Westsibirien, um 18° nördlicher und um 3500 *m* tiefer gelegen, verglichen werden kann. Im Gegensatz zu Hochgebirgsgipfeln stellt die Hochsteppe eine äußerst kontinentale Modifikation des Hochgebirgsklimas dar.

Die Frage, ob zu kalten Monaten in der Niederung auch unternormale Temperaturen auf der Hochsteppe entsprechen, zu warmen Monaten aber übernormale, kann dahin beantwortet werden, daß ein solcher Zusammenhang im allgemeinen tatsächlich besteht.

Untersucht man zum Beispiel die Abweichung der Monatsmittel für die 30 Wintermonate der Periode 1894—1903, von Pamirski Post ausgehend, gesondert für zu kalte und zu warme Monate, so findet man nur in 9 Fällen in der Niederung eine der Hochsteppe entgegengesetze Abweichung. Diese Ausnahmen treten überdies fast nur dann auf, wenn das Monatsmittel in Pamirski Post nur unerheblich vom Durchschnittswert abweicht. Einer Abweichung in Pamirski Post um durchschnittlich $\mp$ 3·0° entspricht in Taschkent eine mittlere Abweichung von $\mp$ 1·4°. Gäbe es keine Ausnahme, wäre ein vollständiger Parallelismus zwischen Niederung und Hochsteppe vorhanden, so müßte die Abweichung in Taschkent $\mp$ 2·3° betragen.

Diesem günstigen Resultat kann jedoch eine allgemeine Geltung nicht beigemessen werden, da ein Vergleich zwischen Irkeschtam und Taschkent ein wesentlich ungünstigeres Bild liefert. Bei gleicher Gruppierung der Abweichungen wie oben entspricht einer mittleren Abweichung von $\mp$ 1·4° in Irkeschtam eine mittlere Abweichung von $\mp$ 1·0° in Taschkent, ein Resultat, daß deshalb besonders ungünstig ist, weil bereits die Hälfte der 30 benützten Monate für Taschkent eine Abweichung liefert die jener in Irkeschtam entgegengesetzt ist. Die größere Übereinstimmung zwischen Taschkent und Pamirski Post weist vielleicht darauf hin, daß die Wirkung der Strahlungsfaktoren auch auf die Anomalie der Monatsmittel in der Niederung und auf der Hochsteppe viel kräftiger sich äußert als im Gebirge bei freier Lage. Zur Untersuchung derartiger Fragen ist aber das zur Verfügung stehende Material bei weitem nicht ausreichend.

8. Veränderlichkeit der Tagestemperatur.

Wahlén hat in seiner umfangreichen Untersuchung über die »Tägliche Variation der Temperatur in Rußland« (Wild, Rep. d. Meteorol. Suppl. III) turkestanische Stationen nicht verwendet. Gelegentlich anderer Untersuchungen habe ich die mittlere Veränderlichkeit der Tagestemperatur für Taschkent und Pamirski Post aus den Jahrgängen 1897—1901 berechnet. Wieder ist die Zahl der Jahrgänge eine sehr geringe. Aber erstens gründet sich die Berechnung für beide Stationen auf die gleichen Jahrgänge, liefert also vergleichbare Werte und Unterschiede, die tatsächlich bestanden haben. Zweitens sind die fünf gewählten Jahre insoferne charakteristisch, als die für andere Stationen aus den gleichen Jahrgängen berechneten Mittelwerte mit jenen übereinstimmen, die Wahlén für die gleichen Stationen aus viel längeren Reihen abgeleitet hat. Bei der Wichtigkeit dieser Größe für das Klima eines Gebietes teile ich deshalb die von mir berechneten Werte trotz der geringen Zahl der zur Mittelbildung verwendeten Jahrgänge mit. Die Veränderlichkeit selbst wurde aus den Differenzen der Tagesmittel und nicht aus den Differenzen bestimmter Terminstunden abgeleitet.

Veränderlichkeit der Tagestemperatur.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Maximum	Monat	Minimum	Monat
Taschkent 478 *m*	2·53	2·63	1·71	2·26	2·28	3·13	März	1·53	Juli
Pamirski Post 3640 *m*	3·45	1·98	1·67	1·56	2·16	4·15	Jänner	1·34	September

Die niedrige Breite, in der Taschkent liegt, wird kompensiert durch die extrem kontinentale Lage und in noch weit höherem Grade durch die offene, durch kein Gebirge gehinderte Verbindung mit Westsibirien und Rußland.[1] Es wird deshalb in allen Jahreszeiten, besonders aber im Winter eine viel größere Temperaturveränderlichkeit beobachtet als in Italien, in gleicher Breite, wo im Winter eine Veränderlichkeit von 1—1·5°, im Sommer von 1° gefunden wird. Daß das Maximum der Veränderlichkeit in Taschkent im März eintritt und auch im April noch sehr groß ist, erklärt sich daraus, daß in diesen Monaten in der Niederung die meisten Niederschläge fallen. Aber auch im Sommer ist die Veränderlichkeit der Tagestemperatur — im Gegensatz zur Veränderlichkeit der Monatsmittel — in Taschkent verhältnismäßig sehr groß und stimmt mit den Werten für Mitteleuropa überein, obwohl in der Niederung Turkestans der Sommer regenlos ist und von Depressionen nur höchst selten heimgesucht wird. Diese Veränderlichkeit der Temperatur im Sommer steht mit dem subjektiven Empfinden nicht im Einklang. Bei längerem Aufenthalte in Turkestan — ich hatte als Kriegsgefangener nach unserer Expedition dazu unerwünschte Gelegenheit — überwiegt im Sommer der Eindruck, daß Tag für Tag die gleiche Temperatur herrscht, im Gegensatze zum Sommer Mitteleuropas. Gerade diese Monotonie der Wärme scheint dem unmittelbaren Empfinden als so charakteristisch für das Klima Turkestans, daß die berechnete Veränderlichkeit der Tagestemparatur wirklich überraschend wirkt.

Es scheint sich hier um eine Erscheinung zu handeln, die in ähnlicher Weise sich in den Gebieten extremer Winterkälte geltend macht. Hält sich selbst bei numerisch beträchtlichen Temperaturschwankungen die Temperatur nur innerhalb gewisser, physiologisch bedeutsamer Grenzen und sind die Schwankungen nicht mit Störungen der anderen, meteorologischen Elemente (Bewölkung, Niederschlag) verbunden, so entgehen viele Schwankungen unserer Aufmerksamkeit. Eine Erwärmung der Luft von — 40° auf — 35° beachtet man nicht, während eine Erwärmung von — 3° auf + 2° (im Tagesmittel) eine bedeutende, sinnenfällige Wirkung ausübt. In etwas abgeschwächtem Maße zeigt sich etwas ähnliches bei sehr hohen Durchschnittstemperaturen, besonders in Gebieten so geringer Bewölkung (Sommer) wie in Turkestan, wo unsere Temperaturempfindung in weit stärkerem Grade unter dem Einflusse direkter Strahlung steht wie in Mitteleuropa. Wenn die Mitteltemperatur im Sommer in 24 Stunden um 3° sinkt, ohne daß die Bewölkung zunimmt oder Niederschlag fällt, so beachten wir die Abkühlung kaum. In Mitteleuropa ist aber eine derartige Abkühlung im Sommer fast immer von Regen begleitet. Es sinkt nicht nur die Temperatur, sondern es wird auch die Strahlung abgehalten. Der numerisch mit Mitteleuropa übereinstimmenden Temperaturveränderlichkeit im Sommer Turkestans kommt deshalb eine viel geringere, klimatische Bedeutung zu.

Die in den Alpen gültige Regel, daß die Veränderlichkeit der Tagestemperatur mit der Höhe zunimmt, bestätigt sich bei dem Vergleich zwischen Taschkent und der Hochsteppe nicht. Im Jahresdurchschnitt ist die Veränderlichkeit in Pamirski Post kleiner als in Taschkent, trotz der im Winter bedeutend höheren Werte. Letztere stehen in Übereinstimmung mit der Tatsache, daß in Gebieten

[1] Daß dieser Umstand ausschlaggebend ist, wird bewiesen durch die sehr viel kleinere Veränderlichkeit der Tagestemperatur in dem ostturkestanischen Kaschgar, dessen Lage noch kontinentaler ist als jene Taschkents. Ostturkestan ist aber besonders in seinen westlichen Gebieten gegen Norden und Westen durch Gebirge abgeriegelt und dadurch gegen Kälteinvasionen viel besser geschützt. Jahresmittel der Veränderlichkeit in Kaschgar 1·48°, Winter 0·94, Frühling 1·96, während die entsprechenden Werte für Taschkent 2·28, 2·53 und 2·63 sind. Auf die geringe Veränderlichkeit der Tagestemperatur in Ostturkestan (Depression von Luktschun) hat Woeikof bereits hingewiesen. (Met. Z. 1900, p. 195 ff). Jahresmittel für Luktschun (2 Jahre) 1·54. Winter 1·31, Frühling 1·95, Sommer 1·63, Herbst 1·26, übereinstimmend mit Kaschgar, aber durchwegs kleiner als Taschkent; nur im Sommer ist die Differenz geringfügig, da im Sommer Kältewellen u. dgl. höchst selten sind, weshalb im Sommer der Schutz des Gebirges keine Bedeutung hat.

extremer Winterkälte die tägliche Variation der Temperatur ihre höchsten Werte erreicht. Auch in dieser Beziehung ist der Winter auf der Hochsteppe ganz sibirisch. Störungen des Temperaturganges, bedingt durch den Vorüberzug von Depressionen, spielen bei der Erzeugung der großen Veränderlichkeit auf der rings von Gebirgen umschlossenen, im Winter niederschlagslosen Hochsteppe, wohl keine große Rolle. Die über der Hochsteppe im Winter sicher äußerst intensive Temperaturumkehr begünstigt lokale Temperaturschwankungen in hohem Grade. Im Juni und Juli beobachtet man ein leichtes Anschwellen der Werte der Temperaturveränderlichkeit, im Juli sogar über den Wert in Taschkent hinaus, was mit der gerade in diesen Monaten häufigeren Niederschlagsbildung auf der sonst so niederschlagsarmen Hochsteppe zusammenhängen dürfte. Die im Sommer, besonders aber im Herbst sehr kleinen Werte der Veränderlichkeit auf der Hochsteppe entsprechen im übrigen den Erwartungen, die man sich über den Temperaturablauf in einem trotz seiner Höhenlage so abgeschlossenen und störenden Einflüssen entrückten Gebiete von vornherein bildet.

Es ist üblich, die Veränderlichkeit der Tagestemperatur auch in der Form darzustellen, daß man die mittlere Häufigkeit von Temperaturschwankungen bestimmter Größe berechnet. Es genügt, wenn man Mittelwerte der Häufigkeit für die Monate der kälteren und wärmeren Jahreshälfte mitteilt, wobei die Monate von April bis September als Sommer, von Oktober bis März als Winter gerechnet werden. Die Häufigkeitszahlen der nachstehenden Tabelle geben also an, an wie viel Tagen in einem Monat der betreffenden Jahreshälfte eine Temperaturänderung von der angegebenen Größe erwartet werden kann, wobei es sich immer um Änderung der Tagesmittel innerhalb 24 Stunden handelt.

Temperaturänderungen bestimmter Größe.

	2–4°	4–6°	6–8°	8–10°	10–12°	12–14°	14–16°	16–18°	18–20°
Taschkent									
Winter	8·07	4·83	1·67	0·47	0·20	0·10	0·07	–	–
Sommer	8·90	2·20	0·70	0·13	0·10				
Pamirski Post									
Winter	8·60	3·30	1·57	0·90	0·30	0·13	0·07	0·07	0·07
Sommer	6·93	2·07	0·13	0·10		-	-		-

Interdiurne Veränderungen über 10° sind in beiden Stationen auf den Winter beschränkt und auf der Hochsteppe etwas häufiger als in der Niederung. Im Sommer hingegen sind größere Temperaturänderungen auf der Hochsteppe seltener als in der niedrigen Gebirgsrandzone.

In Taschkent kommen größere Temperaturänderungen in 24 Stunden vor als in Mitteleuropa, im Winter sowohl als im Sommer, trotz der um 8° niedrigeren Breite — ein Resultat, das für den Winter überraschend, für den Sommer aber geradezu erstaunlich ist, da im Sommer die Temperaturabnahme mit zunehmender Breite eine ungemein langsame ist und man nicht geneigt ist, eine Beeinflussung der Temperatur in einem so kontinentalen Gebiete durch die im Sommer kühle Luft über weit entfernten Meeren anzunehmen. In Ausnahmsfällen tritt eine derartige Beeinflussung aber doch ein. Es gibt Kältewellen, die auch im Sommer vom Eismeer bei Nowaja Semlja bis Westturkestan verfolgt werden können.[1] Die Tatsache, daß sie in der Breite von Süditalien noch starke Abkühlung

[1] In einer Untersuchung »Die Ausbreitung kalter Luft in Rußland und Nordasien« (Sitzber. Akad. d. Wiss. Bd. CXIX, IIa) sind solche Fälle mitgeteilt.

hervorrufen, ist wieder ein Beweis, daß für das Klima der Gebiete zwischen Kaspischem Meer und Tienschan der Mangel von Gebirgsketten im Norden von ausschlaggebender Bedeutung ist.

Auf die Frage, ob große Temperaturänderungen in der Gebirgsrandzone mit Temperaturänderungen auf der Hochsteppe in Beziehung gebracht werden können, kann im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht eingegangen werden.

9. Die Temperaturabnahme mit der Höhe.

Die bisherigen Ausführungen lassen erwarten, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe im Gebiete des Alai-Pamirsystems stellenweise erheblich von den alpinen Verhältnissen abweichen wird. In Kürze wurde auf einige Unterschiede in der mehrfach erwähnten früheren Untersuchung über die Meteorologie Westturkestans hingewiesen, aber in wenig kritischer Weise, so daß eine Neuberechnung und eine eingehende Diskussion unter Beiziehung der Expeditionsbeobachtungen um so notwendiger ist, als eine kritische Sichtung des gesamten Materials die Möglichkeit bietet, die mittleren Temperaturverhältnisse verschiedener Höhenstufen abzuleiten. Dabei ist in erster Linie die Aufgabe zu lösen, den Einfluß der exzeptionellen Lage, in der sich Pamirski Post befindet, festzustellen und diesen Einfluß auf den Temperaturgang in Hochsteppenhöhe zu eliminieren.

Tabelle 5.

Temperaturabnahme mit der Höhe; jährlicher Gang.

	ΔH	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Petro Alexandrowsk —Pamirski Post .	3555	0·37	**0·46**	0·35	0·39	0·44	**0·46**	0·41	0·36	0·34	0·33	0·31*	0·43	0·38
Petro Alexandrowsk —Taschkent	393	– 1·00*	– 0·84	– 0·61	0·09	**0·56**	0·45	0·29	0·34	0·19	– 0·13	– 0·71	– 0·96	– 0·18
Taschkent—Margelan	100	1·89	2·00	0·22	– 1·00	– 1·33*	– 0·55	– 0·33	– 0·66	– 1·00	0·11	0·99	**2·22**	0·21
Margelan—Osch ..	547	0·11*	0·20	0·42	0·47	0·62	**0·73**	0·64	0·56	0·44	0·27	0·24	0·20	0·40
Oseh—Irkeschtam .	1827	0·35*	0·43	0·52	0·59	0·64	**0·68**	0·64	0·57	0·48	0·48	0·46	0·48	0·53
Irkeschtam—Pamirski Post	790	1·01	1·05	0·49	0·27	0·04	0·03	– 0·04	– 0·05*	0·15	0·32	0·55	**1·10**	0·41
Khorog—Pamirski Post	1535	0·70	0·67	0·55	0·55	0·56	0·52*	0·54	0·56	0·72	0·75	0·78	**0·90**	0·65

In der Tabelle sind die Temperaturgradienten pro 100 *m* zwischen verschiedenen Stationspaaren mitgeteilt. Betrag und jährlicher Gang der Gradienten in den Alpen, typisch für alle Kettengebirge mittlerer Breite, kann als bekannt vorausgesetzt werden. Es wird, der Reihenfolge in der Tabelle entsprechend, jedes Staationspaar gesondert besprochen.

Petro Alexandrowsk-Pamirski Post. Vergleich zwischen Nieder- und Hochsteppe. Bei sehr kleinem Jahreswert des Gradienten sehr geringe Unterschiede in den einzelnen Monaten. Ein jährlicher Gang ist nicht vorhanden, abweichend von den Gradienten zwischen Alpenkamm und vorgelagerten Ebenen. Der Unterschied gegenüber den Alpen ergibt sich daraus, daß hier zwar Gebiete sehr verschiedener Höhe, aber gleicher Oberflächenbeschaffenheit miteinander verglichen werden. Jährlicher

Gang der Temperatur und Jahresschwankung sind in beiden Gebieten so ähnlich, daß jahreszeitliche Unterschiede im Betrage der Temperaturgradienten nahezu nicht zur Geltung kommen. Über beiden Steppengebieten im Winter Temperaturumkehr, im Sommer intensive und der Ausdehnung des Steppengebietes wegen auf die Lufttemperatur sehr wirksame Erwärmung des Bodens. Der langsame Durchschnittsgradient ist charakteristisch für ein Gebiet sehr langsamer Massenerhebung, da bei dem Vergleich der beiden Steppenstationen die steile Erhebung des Gebirges aus der Ebene gewissermaßen übersprungen wird.[1]

Wenn wir nun das Intervall Petro Alexandrowsk—Pamirski Post nach Maßgabe der vorhandenen Stationen in Teilschichten gliedern und die Temperaturgradienten in diesen Teilschichten verfolgen, erhalten wir ein für den ersten Blick wenig übersichtliches Bild, aus dem sich aber die Eigenart einzelner Gebiete und die Sonderstellung der Hochsteppe gegenüber dem übrigen Gebirgsgebiete deutlich ergeben.

Petro Alexandrowsk-Taschkent. Vergleich zwischen Niedersteppe und Gebirgsrandzone. Im Jahresmittel negativer Gradient, da die im Winter sehr intensive Temperaturumkehr den Ausschlag gibt. Klimatische Begünstigung der Gebirgsrandzone, entsprechend der Begünstigung des südlichen Alpenrandes gegenüber der Po-Tiefebene. Im Sommer langsame Temperaturabnahme mit der Höhe, der äußerst langsamen Massenerhebung entsprechend. Das sprunghafte Anschwellen des positiven Gradienten vom April zum Maximalwert im Mai zeigt, um wie vieles rascher der Temperaturanstieg nach Beendigung der Regenzeit im Wüstensteppengebiet ist, gegenüber der niederschlagsreicheren Gebirgsrandzone.

Taschkent-Margelan. Übergang von der Gebirgsrandzone (freie Lage) in das Talbecken von Ferghana. Das geschlossene Becken von Ferghana im Winter sehr kalt, im Sommer sehr warm, beides im Vergleich zu freier Lage im Gebirgsrandgebiet. Im Winter deshalb übernormale Gradienten, im Sommer eine Art Temperaturumkehr mit negativen Gradienten. (In viel größerem Maßstabe wiederholen sich diese Anomalien beim Vergleich zwischen freier Gebirgslage und Hochsteppe.) Der jährliche Gang des Gradienten ist dem normalen Gange entgegengesetzt, worin sich der Einfluß einer so typischen Beckenlage auf den Temperaturgang ausspricht.[2]

Margelan-Osch. Vergleich zwischen Talsohle und einer Station im Gebiete stärkerer Massenerhebung. Rasches Wachsen des durchschnittlichen Gradienten, der jährliche Gang wird normal mit kleinsten Gradienten im Winter, größten Gradienten im Frühsommer.

Osch-Irkeschtam. Zone raschester Massenerhebung. Die Temperaturabnahme mit der Höhe erreicht die für Kettengebirge charakteristischen Beträge. Die Gradienten stimmen fast genau mit den von Hann für die Nordseite der Alpen ermittelten Werten überein, sowohl dem Betrage wie dem jährlichen Gang nach.[3] Die Temperaturabnahme ist am raschesten im Frühsommer, am langsamsten im Winter. Nehmen wir als untere Vergleichsstation Samarkand oder Pendschikent, die freier liegen als Osch, so erhält man bei gleichem Durchschnittswert im Winter etwas größere, im Sommer etwas kleinere Gradienten, ungefähr wie auf der Südseite der Alpen.

Irkeschtam-Pamirski-Post. Vergleich zwischen freier Gebirgslage und Hochsteppe. Bei langsamer, durchschnittlicher Temperaturabnahme vollständige Umkehrung des normalen jährlichen Ganges. Größte Gradienten im Winter zur Zeit stärkster Abkühlung auf der Hochsteppe (Temperatur-

[1] Daß der jährliche Gang der Temperaturgradienten auch in den Alpen fast verschwindet, wenn man Örtlichkeiten von identischer Oberflächenbeschaffenheit miteinander vergleicht — z. B.: Gipfel mit Gipfeln — hat Hann an vielen Beispielen gezeigt.

[2] In den Ostalpen ergibt sich ein ähnlich abnormer jährlicher Gang, wenn wir zum Beispiel im Drautal Marburg (240 *m*) mit Klagenfurt (440 *m*) vergleichen oder Salzburg mit Zell am See; er ergibt sich ganz allgemein dann, wenn ein durch winterliche Temperaturumkehr ausgezeichnetes Talbecken mit einer niedrigeren, aber frei gelegenen Station verglichen wird.

[3] Hann, Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer. Sitzber. Kais. Akad. d. Wiss., Bd. XLII, Wien. 1885.

umkehr über der Hochsteppe), während vom Mai-August die Temperaturabnahme mit der Höhe verschwindet — eine Folge der außerordentlichen Erwärmung der Luft über der Hochsteppe.

Khorog-Pamirski Post. Vergleich zwischen Talstation und Hochsteppe. Der sehr hohen Durchschnittstemperatur des Pändschtales (Amudarja) wegen rasche Temperaturabnahme mit der Höhe; jährlicher Gang dem normalen jedoch entgegengesetzt. Die an südalpine Verhältnisse erinnernde Vergrößerung des Gradienten ist durch die rasche Temperaturabnahme im Winter bedingt. (Vergleicht man Khorog statt mit der Hochsteppe mit Irkeschtam, so ergibt sich im Jahresdurchschnitt der außerordentlich rasche Gradient von 0·90°, bei normalem jährlichem Gang mit kleinen Gradienten im Winter, außerordentlich großen Gradienten im Hochsommer.)

Es ergibt sich somit für den betrachteten Gebirgskomplex das Resultat: Im Gebiete rascher Massenerhebung stimmt die Temperaturabnahme mit der Höhe dem Betrage und jährlichem Gange nach mit den Gradienten überein, die sich mit großer Übereinstimmung für alle Kettengebirge der Erde ergeben haben. Stärkste Abweichung von den normalen Verhältnissen ergibt sich jedoch, wenn die Hochsteppe in den Vergleich einbezogen wird; der jährliche Gang der Temperaturgradienten wird dann invers, mit abnorm rascher Temperaturabnahme im Winter, Verschwinden der Temperaturabnahme mit der Höhe im Sommer, letzteres bei Höhendifferenzen bis zu 800 *m*. Der typische »Steppencharakter« der Temperaturverhältnisse in Pamirski Post wird am besten durch die Gradienten zwischen Nieder- und Hochsteppe illustriert, das heißt durch den Mangel eines jährlichen Ganges im Betrage der berechneten Gradienten.

Die abnormen Verhältnisse auf der Hochsteppe zeigen sich besonders deutlich, wenn wir die tägliche Periode der Temperaturabnahme mit der Höhe betrachten. In der folgenden Tabelle sind wieder für charakteristische Stationspaare die Temperaturgradienten für die drei Beobachtungstermine gesondert berechnet.

Tabelle 6.

Temperaturabnahme mit der Höhe; tägliche Periode.

	ΔH		Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Petro Alexandrowsk—Pamirski Post	3555	7 a.	**0·50**	0·38	0·36	0·33	0·39
		1 p.	0·32	0·38	**0·45**	0·33	0·37
		9 p.	0·44	**0·42**	0·41	0·33	0·40
Margelan—Pamirski Post	3064	7 a.	**0·65**	**0·50**	0·45	**0·44**	0·51
		1 p.	0·47	0·45	**0·49**	0·42	0·46
		9 p.	0·58	0·48	0·41	0·37	0·46
Margelan—Irkeschtam	2274	7 a.	0·38	0·53	0·65	0·43	0·50
		1 p.	**0·43**	**0·60**	**0·68**	**0·55**	0·57
		9 p.	0·31	0·48	0·50	0·32	0·40
Irkeschtam—Pamirski Post	790	7 a.	1·39	0·38	0·17	**0·46**	0·51
		1 p.	0·53	0·02	0·06	0·02	0·12
		9 p.	1·19	**0·46**	**0·13**	0·27	0·51
Khorog—Pamirski Post	1535	7 a.	**0·95**	0·59	0·43	**0·81**	0·69
		1 p.	0·54	0·41	0·53	0·62	0·52
		9 p.	0·77	**0·65**	**0·67**	0·81	0·73

Petro Alexandrowsk Pamirski Post. Wie der jährliche, so fehlt auch ein ausgesprochener täglicher Gang. Die Faktoren, die den jährlichen Gang verwischen, üben einen analogen Einfluß auf den täglichen Gang. Wo Spuren eines solchen zu konstatieren sind (Winter und Sommer), ist er zum Teil dem normalen Gang in Gebirgsländern entgegengesetzt. Im Winter ist der Gradient mittags am kleinsten und nur im Sommer zeigt sich ein schwaches mittägliches Maximum. — Da der Temperaturgang in einem weiten Talbecken wie Ferghana jenem in der Steppe sehr ähnlich ist, ergibt sich das gleiche Resultat, wenn wir statt Petro Alexandrowsk die Station Margelan mit der Hochsteppe vergleichen. Nur der Betrag der Gradienten wächst, der tägliche Gang ändert sich nicht.

Margelan-Irkeschtam. Der Vergleich zwischen Ferghana und einer normalen, freigelegenen Gebirgsstation ergibt in allen Jahreszeiten den für Gebirgsländer normalen täglichen Gang mit raschester Temperaturabnahme in den wärmsten Tagesstunden.

Irkeschtam Pamirski Post. Der tägliche Gang ist in allen Jahreszeiten dem normalen entgegengesetzt. Von den Wintermonaten abgesehen, ist die Hochsteppe mittags immer gleich warm oder wärmer als das um 800 *m* niedriger gelegene Hochtal, in dem Irkeschtam liegt, während sie im Winter morgens und abends auch unter Berücksichtigung des Höhenunterschiedes viel zu kalt ist. Im Sommer hingegen ist die Hochsteppe bereits morgens viel wärmer als das Hochtal, da zur Zeit der Morgenbeobachtung die Sonnenstrahlung bereits geraume Zeit auf den Boden der Hochsteppe eingewirkt hat. — Vergleicht man Khorog mit der Hochsteppe, so erhält man ebenfalls einen dem normalen entgegengesetzten Gang.

Was die Temperaturabnahme mit der Höhe anbelangt, ergeben also nur wenige Stationspaare normale Verhältnisse, während die Mehrzahl der Stationen stärkste Abweichungen erkennen läßt. Aber bei Betrachtung des ganzen Gebirgskomplexes ist diesen Abweichungen nur geringes Gewicht beizulegen; sie beweisen nichts anderes als das ganz abnorme Verhalten einer Hochsteppe gegenüber freier Gebirgslage. Wo die Hochsteppe außer Betracht bleiben kann — und das ist der weitaus größere Teil des gesamten Gebirgsareales — finden wir durchwegs Verhältnisse, die den für andere Gebirge gefundenen Regeln entsprechen. Im Gebiete rascher Massenerhebung ergibt sich normale Temperaturabnahme mit der Höhe, mit maximalen Gradienten im Frühsommer und während der wärmsten Tagesstunden. Dieser normale Gang wird gefunden zwischen Gebirgsrandzone und Hochtal, wie er auch im Gehänge der großen Gebirgstäler angenommen werden muß und später nachgewiesen wird. Er gilt für den Abfall der Hochsteppenrandgebirge in die Gebirgstäler und zur Randzone, er gilt, wie bewiesen werden wird, im Gebiete der Hochsteppe selbst zwischen dieser und den höheren Gebirgsketten — kurz gesagt, normale Verhältnisse sind vorherrschend und nur durch den zufälligen Umstand verschleiert, daß für die Hochregion unseres Gebirgssystems gewöhnlich Pamirski Post und nicht Irkeschtam als repräsentative Station betrachtet wird. Es ergibt sich der Schluß, daß Betrachtungen über den Temperaturgang für Höhenzonen sowohl unterhalb als oberhalb Hochsteppenhöhe von den Beobachtungen in Irkeschtam ausgehen müssen, nicht aber von jenen in Pamirski Post. Nur auf Grund der Beobachtungen in Irkeschtam kann zum Beispiel berechnet werden, welche Temperaturen in der Höhe der Firnlinie, des höchsten Baumwuchses etz. herrschen.

Da die Hochsteppe im Verhältnis zu ihrer Höhe im Winter viel zu kalt, im Sommer viel zu warm ist, muß man über der Hochsteppe im Winter Temperaturumkehr, im Sommer hingegen äußerst rasche Temperaturabnahme mit der Höhe annehmen. Diese Frage wird später auf Grund der Temperaturmittel von Irkeschtam eingehend untersucht. Mit welchen Temperaturgradienten dabei gerechnet werden muß, darüber orientieren am besten unsere Reisebeobachtungen.

Eigene Beobachtungen.

Da in unseren Standquartieren ständig ein durch das Aspirationsthermometer kontrollierter Thermograph in Tätigkeit war, während ich bei Gipfelersteigungen in verschiedenen Höhen ebenfalls mit

dem aspirierten Thermometer arbeitete und durch zahlreiche Siedepunktsbestimmungen die Höhenunterschiede verläßlich berechnen konnte, konnte ich in der Zeit von Anfang Juni bis Ende August 112 Temperaturgradienten berechnen. Ist der klimatologische Wert dieser kurzen Beobachtungsserie auch ein geringer im Vergleich mit Berechnungen aus langjährigen Stationsbeobachtungen, so ist dafür der meteorologische Wert um so größer, da die Gradienten sich wirklich auf freie Lage der oberen Messungsorte bei geringer horizontaler und großer vertikaler Entfernung beziehen. Diese Gradienten geben gerade das, was die längsten Reihen des Stationsnetzes nicht geben: Werte der Temperaturabnahme mit der Höhe, die zwischen Tal einerseits, Gehänge und Gipfel andrerseits tatsächlich erreicht werden. Ferner liefern die über der Hochfläche von Tuptschek festgestellten Gradienten einen Hinweis, welche Beträge des Temperaturgradienten über der großen Hochsteppe im Sommer zu erwarten sind.

Serie I. Messungen auf Gipfeln und Pässen der westlichen Hissarischen Kette, Höhe zwischen 2200 und 3900 *m*; mittlere Höhe 2900 *m*; Basis ist das weite Tal von Scharschaus, 629 *m* (ähnliche Lage wie Samarkand); Höhendifferenz somit zirka 2300 *m*; Zeit 1.—15. Juni.

Temperaturgradient			
morgens	mittags	abends	Mittel
0·63	0·88	0·68	0·73

Bei freier Lage der oberen Station nähern sich die Mittagswerte dem adiabatischen Gradienten aufsteigender Luft sehr stark; bei einzelnen Messungen wird letzterer auch tatsächlich erreicht. Das Tagesmittel unterscheidet sich von dem mittleren Gradienten (Juni) zwischen Osch und Irkeschtam nur um 0·05°, ein Beweis für die freie, gut ventilierte Lage von Irkeschtam.

Serie II. Die Gradienten sind abgeleitet aus den Registrierungen im Surchobtal (Garm 1351 *m*, Kalai ljabi ob 1543 *m*, mittlere Höhe 1450 *m*) und Gehänge und Gipfeln der Kette Peters des Großen, deren Höhen zwischen 2700 und 4350 *m* lagen, bei einer mittleren Höhe der Messungspunkte von 3850 *m*; Höhendifferenz im Mittel 2400 *m*; Zeit 1.—15. Juli.

Temperaturgradient			
morgens	mittags	abends	Mittel
0·67	0·84	0·75	0·76

Obwohl diesem Vergleich nicht ein breites, flaches Talbecken der Gebirgsrandzone zur Basis dient, sondern ein hochgelegenes Längstal, ergeben sich ähnliche Gradienten wie im Juni. Sie sind aber bedeutend größer als die im Juli zwischen Osch und Irkeschtam gefundenen Gradienten, eine Folge der im Verhältnis zur Höhe sehr hohen Temperaturen im Surchobtal, das in mancher Beziehung bereits eine Annäherung an das obere Amudarjatal (Khorog) darstellt. Überadiabatische Gradienten treten nur nachmittags, ungefähr um 4 p. auf, an Tagen mit Neigung zu Gewitterbildung.

Überadiabatische Gradienten, die bei diesen Messungen gefunden wurden und eine tatsächlich bestehende, äußerst rasche Temperaturabnahme zwischen dem überwärmten Tal und den Gipfeln beweisen, sind hier — im Gegensatz zu den nur »klimatologisch« merkwürdigen, überadiabatischen Gradienten zwischen Irkeschtam und Hochsteppe im Winter — in meteorologischer Beziehung beachtenswert als Ausdruck tatsächlich bestehenden labilen Gleichgewichtes. Als Folge dieser häufigen labilen Schichtung der Luftmassen habe ich wiederholt auf turkestanischen Berggipfeln einen Vorgang beobachtet, den ich auf außerordentlich zahlreichen Wanderungen im alpinen Hochgebirge nie kennen gelernt habe. Aus Karmulden und Talkesseln entweichen unter Umständen größere Massen überwärmter Luft plötzlich nach oben, unter einem bald zischenden, bald pfeifenden, bald gurgelnden Geräusch, das einigermaßen an das Geräusch schwerkalibriger Geschosse erinnert, wie man letzteres im Ballon hört. Es handelt sich dabei offenbar um den stürmischen Ausgleich des vertikal gestörten Gleichgewichtes. Die zahlreichen lokalen Gewitter, die im Juli 1913 nachmittags an den Hängen des Surchobtales bald da, bald dort niedergingen, ohne sich zu verschieben, sind ebenfalls eine derartige Ausgleichserscheinung, freilich viel größeren Umfanges.

Serie III. Die Messungen dieser Serie beziehen sich auf die Temperaturabnahme zwischen dem Surchob-Muksutal (Ortschaften Damburadschi, Lachsch, Muk, Dewsiar, mittlere Höhe 2100 *m*) und der Hochfläche von Tuptschek 3150 *m*; Höhendifferenz 1050 *m*; 22. Juli bis 18. August.

Temperaturgradient

morgens	mittags	abends	Mittel
0·47	0·62	1·52	0·87

Sobald das Tal nicht mehr mit freien Höhen, sondern mit einem Gebiete von Hochsteppencharakter verglichen wird, ändert sich die Tagesperiode des Gradienten sofort. Die Temperaturabnahme ist morgens am langsamsten, weil auf der Hochfläche die Temperatur nach Sonnenaufgang rapid steigt; nach Einsetzen des Talwindes, dessen Einfluß auf den täglichen Gang der Temperatur bereits früher besprochen wurde, nimmt der Gradient zu und erreicht abends infolge der äußerst raschen und intensiven Abkühlung auf der Hochfläche nach Sonnenuntergang sein Maximum. Aber diesem überadiabetischen Gradienten in den Abendstunden kommt keine besondere Bedeutung für die Bewegung der Luftmassen zu, da der kalte Luftsee auf der Hochfläche ringsum durch Berge eingedämmt ist und die kalte Luft nur durch einige, in die Grenzwälle eingeschnittene Schluchten als Bergwind abfließen kann.

Der Unterschied zwischen den Gradienten der Serien II und III ist außerordentlich instruktiv, da er die ausschlaggebende Bedeutung der Geländebeschaffenheit selbst bei unmittelbarer Nachbarschaft der Vergleichsgebiete beweist. Bemerkenswert ist vor allem der größere durchschnittliche Gradient in Serie III, der darauf hinweist, daß die starke Erwärmung der Hochsteppe tagsüber durch die nächtliche Abkühlung überkompensiert wird; im Tagesmittel ist die Hochfläche aller Wahrscheinlichkeit nach eher kälter, sicher aber nicht wärmer als eine frei gelegene Gehänge- oder Gipfelstation gleicher Höhe. Auf die ausgedehnten Hochsteppen der Großen Pamire ist dieser Schluß aber nicht zu übertragen. Wie bereits früher auseinandergesetzt wurde, ist in Pamirski Post infolge großer Ausdehnung des Hochsteppengebietes trotz bedeutenderer Höhe die Erwärmung tagsüber beträchtlicher, die nächtliche Abkühlung hingegen geringer als auf der Tuptscheker Hochfläche.[1] Nur die ausgedehnten Hochsteppen liefern im Sommer höhere Temperaturmittel als Gipfel und Gehängestationen gleicher Höhe.

Tagsüber ist die Tuptscheker Hochfläche natürlich weitaus wärmer als freigelegene Örtlichkeiten gleicher Höhe. Am 17. August um 1 p. war zum Beispiel die Temperatur auf der Paßhöhe von Sirpalik (nördlich von Dewsiar im Muksutale) um 4·5° niedriger als im gleich hoch gelegenen Steppental Kulika unterhalb Tuptschek.

Serie IV. Die Gradienten dieser Serie betreffen die Temperaturabnahme zwischen der Tuptscheker Hochfläche und dem Gebirge unmittelbar südlich der Hochfläche. Bei dem unter Hochfläche-Gipfel verzeichneten Werte bezieht sich der Gradient auf 7 Messungspunkte in Gipfellage, die im Mittel um 1100 *m* höher sind als die Hochfläche. Die Gradienten Hochfläche—Hochtal sind abgeleitet aus Messungen im steil absinkendem Atschiktal; Messungsort 600 *m* über der Hochfläche; Juli und August.

Temperaturgradient

Hochfläche—Gipfel	Hochfläche—Hochtal			
9 a.—3 p.	morgens	mittags	abends	Mittel
1·02	0·94	1·23	0·08	0·75

Wie zu erwarten, ist die Temperaturabnahme oberhalb der Hochfläche tagsüber äußerst rasch und erreicht bald nach Sonnenaufgang den adiabatischen Wert. Bald nach

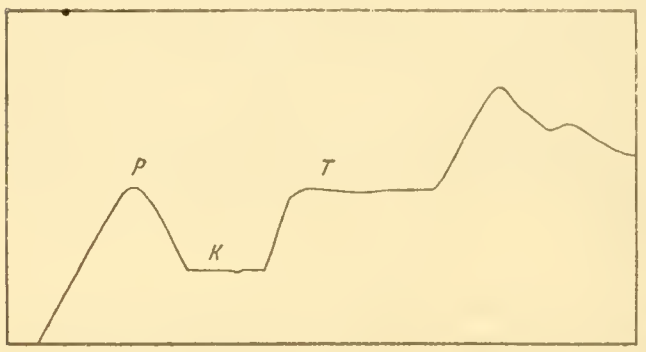
[1] Würde die Tuptscheker Hochfläche (siehe Profil auf pag. 12) im Norden nicht durch einen niedrigen Bergwall talwärts abgeriegelt sein, so würde abends die kalte Luft abfließen können, während der Temperaturgang tagsüber dadurch nicht beeinflußt würde. Tuptschek würde dann im Tagesmittel wärmer sein als eine benachbarte Station gleicher Höhe. Die durch Ausstrahlung in Tuptschek erzeugte, kalte Luft würde dann am Ort ihrer Entstehung den Temperaturgang nicht beeinflussen, wohl aber den Temperaturgang jenes Gebietes, in welches die kalte Luft abfließt. — Lassen wir die Hochfläche zusammenschrumpfen, so wird Tuptschek eine Gehängestation; dann geht tagsüber die erwärmte Luft in die Höhe und kommt höheren Schichten zugute, wodurch die Temperatur tagsüber in Tuptschek selbst niedriger ausfallen würde. Die ganze Überlegung beweist, daß die Wirkung von Heiz- und Abkühlungsflächen im Temperaturgang der Fläche selbst oft nur in sehr undeutlicher Weise zum Ausdruck kommt; ferner wie vorsichtig man bei der Interpretierung von Temperaturbeobachtungen sein muß.

Sonnenuntergang wird der Gradient verschwindend klein und nachts muß Temperaturumkehr angenommen werden. Überadiabatische Gradienten, die zwischen Surchobtal und Gipfeln nur ausnahmsweise auftreten und dann nur auf wenige Nachmittagsstunden beschränkt sind, sind über der Tuptscheker Hochfläche eine alltägliche normale Erscheinung und werden bereits vormittags gefunden. Sie bewirken äußerst lebhafte konvektive Strömungen, die sich bei Verwendung des empfindlichen Aspirationsthermometers durch sehr intensive und rasche Temperaturschwankungen im Gehänge und auf den Gipfeln verraten und natürlich auch für die Wolkenbildung im Sommer von großer Bedeutung sind. Temperaturschwankungen von 3° in der Minute sind auf Gipfeln keine Seltenheit.

Die Konstatierung einer so raschen Temperaturabnahme über der Tuptscheker Hochfläche auch im Tagesmittel läßt den Schluß zu, daß über der großen Hochsteppe die Gradienten mindestens ebenso groß, wahrscheinlich aber noch größer sein werden. In Pamirski Post, 500 *m* höher als Tuptschek, steigt die Temperatur tagsüber noch höher als in Tuptschek, während die nächtliche Abkühlung nicht so stark ist. Tagsüber werden deshalb überadiabatische Gradienten die Temperaturverteilung in der Vertikalen bis in beträchtliche Höhen beherrschen; auch die nächtlichen Gradienten müssen über Pamirski Post beträchtlicher sein als über Tuptschek. Wenn sich deshalb auf Grund anderer Überlegungen im Sommer über der Hochsteppe mittlere Gradienten von 1·0° und darüber ergeben, so wird dieses Rechnungsergebnis durch die über Tuptschek tatsächlich beobachteten Gradientwerte wesentlich gestützt.

Ein instruktives Beispiel für den Einfluß selbst sehr kleiner Hochsteppengebiete geben zwei Messungsserien, die am 22. August oberhalb des Steppentales Kulika gewonnen wurden. Im nebenstehendem Schema bedeutet *K* die Sohle des Steppentales, wo ein Thermograph schrieb. In *P*, einer freien, breiten Paßlücke, 460 *m* oberhalb Kulika, beobachtete ich, während in *T*, der kleinen Hochfläche von Kleintuptschek, 550 *m* oberhalb Kulika, mein Freund Klebelsberg beobachtete; Beobachtungszeit 3 p.

Fig. 2.



Gradient *K P* ..... 1·32°

» *K T* ..... 0·38°

Die Entfernung zwischen *P* und *T* war dabei zirka 5 *km*, die Temperaturdifferenz 5°, Windrichtung von *P* gegen *T* (Talwind aus dem Surchobtal).

In den Beobachtungen findet sich noch eine Reihe von Beispielen für die oft sehr großen Temperaturdifferenzen (bis zu 6°) zwischen Hochfläche und Hochtälern in gleicher Höhe: Immer ist die Hochsteppe abends und nachts viel kälter, während untertags bei ungenügender Ventilation auch in den Talbecken die Temperatur unter Umständen so hoch steigt wie auf der Hochfläche.

Während unseres Aufenthaltes in Kulika wurde bei vier Gipfelersteigungen mittags ebenfalls ein mittlerer Gradient von 1·03 gefunden, in Übereinstimmung mit den Messungen in Tuptschek.

Um zu prüfen, ob Irkeschtam, das in einem Hochtale liegt, genügend ventiliert ist oder ob die Temperaturen lokal noch stark beeinflußt sind, habe ich dreizehn Temperaturbeobachtungen in vollständig freier Gipfellage – mittlere Höhe der Messungspunkte 4220 *m* mit den gleichzeitig in Margelan 576 *m*, gemessenen Temperaturen verglichen und die derart berechneten Gradienten mit den mittleren Gradienten Margelan-Irkeschtam verglichen.

Temperaturgradient Juli und August.

			Δh	morgens	mittags
Gradient	Margelan	Irkeschtam	2274 *m*	0·64	0·67
»	Margelan	Gipfel	3614 *m*	0·61	0·73
»	Margelan	Hochsteppe	3074 *m*	0·47	0·43

Die Übereinstimmung zwischen Irkeschtam und Gipfellage ist eine überraschend gute. Der Unterschied zwischen Irkeschtam und Hochsteppe hingegen ist außerordentlich groß. Auf jeden Fall ist Irkeschtam der Wert einer ausgezeichnet ventilierten Gebirgsstation beizulegen, die

mindestens in den Tagesmitteln die Temperaturverhältnisse in freier Gebirgslage verläßlich repräsentiert.

Aus den gesamten Betrachtungen dieses Abschnittes ergibt sich, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe in den Gebirgen des Alai-Pamirsystems in allen wesentlichen Punkten mit den in den Alpen herrschenden Verhältnissen übereinstimmt. Die Temperaturabnahme zwischen der Gebirgsrandzone und den Sohlen der großen Gebirgstäler ist zwar langsamer als in den Alpen, das heißt, die zentralen Gebirgstäler sind im Verhältnis zu ihrer Höhe zu warm; zum Ausgleich ist aber die Temperaturabnahme im Gehänge dieser Täler bis zur Gipfelregion hinauf etwas rascher als in den Alpen, so daß sich zwischen Gebirgsrandzone und freier Gipfellage den alpinen Verhältnissen entsprechende Gradienten ergeben. Den in den Alpen gültigen Regeln entspricht auch der jährliche und tägliche Gang der Temperaturgradienten, wobei den Alpen gegenüber die größere Häufigkeit überadiabatischer Gradienten im Gehänge der Gebirgsketten selbst erwähnenswert ist (Sommer).

Wesentliche Abweichungen treten nur dort auf, wo das Hochgebirge den Charakter einer Hochsteppe annimmt. Berechnet man Temperaturgradienten mit Pamirski Post als oberer Station, so tritt im Gang der Gradienten eine Umkehrung der normalen Jahres- und Tagesperiode ein. Über der Hochsteppe jedoch Temperaturumkehr im Winter und nachts, im Sommer, besonders tagsüber, äußerst rasche Temperaturabnahme mit der Höhe.

10. Die Temperaturverhältnisse verschiedener Höhenzonen.

Gestützt auf die Ergebnisse über die Temperaturabnahme mit der Höhe kann man den Versuch machen, die mittleren Temperaturverhältnisse verschiedener Höhenstufen zu berechnen, und zwar für freie Gebirgslage, unter Ausschluß der Hochsteppengebiete und der im Sommer stark überwärmten, zentralen Täler (Khorog). Eine Untersuchung über den Temperaturgang auf der Hochsteppe im Verhältnis zu jenem in freier Gebirgslage und in der freien Atmosphäre wird sich im nächsten Abschnitt anschließen.

Die Berechnung der Temperaturen verschiedener Höhenstufen geht von den mittleren Temperaturen in Irkeschtam aus, die nach den bisherigen Ergebnissen als »normal«, das heißt der Höhenlage entsprechend betrachtet werden müssen. Die Berechnung der Monatsmittel für Stufen von 500 *m* zwischen 0 *m* und 5500 *m* erfolgte unter Benützung mittlerer Gradientwerte, die sich einerseits für das Stationspaar Margelan-Irkeschtam (Gradient α_1), andrerseits das Stationspaar Samarkand-Irkeschtam (α_2) ergeben haben.

Temperaturgradient.

	Jänner	März	Mai	Juli	September	November	Jahr
Margelan—Irkeschtam $\alpha_1 = \ldots\ldots$	0·32	0·47	0·60	0·62	0·48	0·39	0·49
Samarkand—Irkeschtam $\alpha_2 = \ldots\ldots$	0·46	0·50	0·58	0·56	0·46	0·50	0·52

Die Unterschiede zwischen α_1 und α_2 sind an sich nicht sehr groß. Aber da die Berechnung von Irkeschtam aus für große Höhenunterschiede nach unten und oben erfolgt, ergeben sich doch für die untersten Schichten — oberhalb Irkeschtam muß selbstverständlich ein mittlerer Gradient benützt werden — größere Temperaturunterschiede, die allerdings zum Teil in dem sehr ausgedehnten Gebiete den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen. Da aber das Rechnungsergebnis nach der Art der Berechnung lokalen Abweichungen einzelner Gebiete ohnehin nicht gerecht werden kann, habe ich die Berechnung der Temperaturen auch unterhalb 3000 *m* mit einem mittleren Gradienten $\left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2}\right)$

durchgeführt und dadurch gerade eine sehr große Annäherung an lokal so wenig beeinflußte Stationen wie Taschkent, Osch, Kerki erreicht. Da die Temperaturverhältnisse, wenn man von der Hochsteppe absieht, viel gleichmäßiger sind als in den Alpen, wo die Unterschiede zwischen Nord- und Südseite bis in mittlere Höhen sehr bedeutend sind, ist die Berechnung einer einheitlichen Temperaturtabelle für die ganzen Alai-Pamirgebiete leichter möglich als eine analoge Berechnung für die Alpen. Die berechneten Temperaturen gelten auch für die Randgebirge der Hochsteppe, da ja Irkeschtam diesem Bezirke angehört. Nur in den unteren Luftschichten über der Hochsteppe selbst hat man große Abweichungen zu erwarten. In den westlichen Gebirgsketten (Hissarische und Turkestanische Kette) dürften die Sommertemperaturen etwas niedriger liegen als die berechneten Werte.

Tabelle 7.

Berechnete Mitteltemperaturen verschiedener Höhenstufen.

Höhe	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktober	Nov.	Dez.	Jahr
0	0·3*	5·8	10·8	17·4	24·2	28·8	**30·0**	27·5	22·3	15·0	8·8	4·9	16·3
500	− 1·6*	3·3	8·4	14·7	21·2	25·7	**27·2**	25·0	19·9	12·8	6·6	2·6	13·8
1000	− 3·4*	0·9	6·0	12·1	18·3	22·5	**24·3**	22·8	17·6	10·6	4·4	0·3	11·4
1500	− 5·3*	− 1·5	3·6	9·5	15·3	19·4	**21·5**	20·2	15·3	8·5	2·2	− 2·0	8·8
2000	− 7·2*	− 4·0	1·3	6·8	12·4	16·2	**18·7**	17·6	12·9	6·2	0·0	− 4·3	6·4
2500	− 9·1*	− 6·4	− 1·1	4·1	9·4	13·1	**15·7**	15·1	10·6	4·1	− 2·2	− 6·5	3·8
3000	− 11·0*	− 8·9	− 3·5	1·5	6·5	10·0	**12·8**	12·5	8·2	1·8	− 4·4	− 8·8	1·3
3500	− 12·9*	−11·4	− 5·9	− 1·1	3·5	6·8	**9·8**	**9·8**	5·9	− 0·3	− 6·6	−11·0	− 1·2
4000	− 14·8*	−13·8	− 8·3	− 3·8	0·6	3·6	6·8	**7·3**	3·5	− 2·5	− 8·9	−13·3	− 3·6
4500	− 16·7*	−16·3	− 10·7	− 6·5	− 2·4	0·5	3·9	**4·7**	1·1	− 4·7	−11·1	−15·6	− 6·1
5000	− 18·6	− 18·7*	−13·1	− 9·1	− 5·3	− 2·6	0·9	**2·0**	− 1·2	− 7·9	−13·4	−17·8	− 8·7
5500	− 20·4	−21·1*	−15·5	−11·7	− 8·2	− 5·8	− 2·0	**− 0·5**	− 3·6	− 9·1	−15·6	−20·0	− 11·2

Zur Ergänzung früherer Ausführungen sind der Tabelle einige erwähnenswerte Einzelheiten zu entnehmen.

Während im jährlichen Gange der Temperatur die Verspätung des Minimums mit der Höhe erst oberhalb 5000 *m* den Februar als den kältesten Monat erscheinen läßt, verschiebt sich das Maximum bereits in 3500 *m* auf den August. Mit der Verschiebung des Minimums hängt es auch zusammen, daß oberhalb 3000 *m* der rascheste Temperaturanstieg bereits vom Februar zum März vor sich geht, während in niedrigeren Regionen der rascheste Temperaturanstieg erst später, stellenweise erst von April—Mai eintritt. Bis zum März gleicht sich in der Höhe die niedrige Februartemperatur sozusagen aus.

Die Zeit raschesten Temperaturabfalles tritt in großen Höhen hingegen verspätet ein; oberhalb 3000 *m* Oktober—November, unterhalb 3000 *m* bereits September bis Oktober. Damit hängt eine andere, für das Klima des Gebietes bedeutsame Erscheinung zusammen, die in der Tabelle sich viel übersichtlicher darstellt als früher bei Diskussion der einzelnen Stationen. Oberhalb 2500 *m* ist der Oktober wärmer als der April, unterhalb 2500 *m* kälter. Das charakteristische Kennzeichen des turkestanischen Temperaturganges, der warme April, verschwindet also bereits in einer Höhe von 2500 *m*. Oberhalb 2500 *m* wird auch das Oktobermittel bereits höher als das Jahresmittel.

Höhenlage der isothermen Fläche von 0°.

Die Tabelle gestattet die Feststellung der jeweiligen Höhe der 0° Isotherme mit einer Genauigkeit, die für unsere orientierende Betrachtung weitaus genügt.

Tabelle 8.

Höhenlage der 0° Isotherme.

	Jann.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
	250	1150	2300	3250	4050	4600	5200	5400	4700	3400	1950	1000	3250
Änderung		+ 900	+ 1150	+ 950	+ 800	+ 550	- 600	+ 200	- 700	- 1300	- 1450	- 950	- 750

Im Jahresmittel liegt die 0° Isotherme in einer Höhe von 3250 *m*. Trotz des sehr abweichenden Temperaturganges auf der Hochsteppe gibt Pamirski Post den gleichen Wert; auch Pikes Peak (Colorado, Nordamerika) in gleicher Breite steht damit in Übereinstimmung, der ebenfalls sehr kontinentalen Lage entsprechend. Am Ätna, ebenfalls in gleicher Breite, aber in einem ozeanisch sehr stark beeinflußten Gebiet, liegt hingegen die 0° Fläche im Jahresmittel um fast 500 *m* niedriger, in den Ostalpen um 1500 *m*. Im NWHimalaya hingegen, um 7° südlicher, liegt sie um 500 *m* höher als im Alai-Pamirsystem.

Was die jahreszeitliche Verschiebung der 0° Fläche in unserem Gebirgskomplex anbelangt, so liegt sie im Jänner unterhalb aller Örtlichkeiten der Gebirgsrandzone, trotz großer, örtlicher Unterschiede, und nur die Oasen am mittleren Amudarja (Kerki, Termes), die aber nicht mehr zur Randzone des Gebirges gehören, haben ein Jännermittel über 0°. Im Verhältnis zur Breitenlage liegt also die 0° Fläche im Jänner außerordentlich tief, um 900 *m* tiefer als am Pikes Peak, um 1200 *m* tiefer als am Ätna, beide Berge in gleicher Breite.

Hingegen zieht sich in Turkestan die 0° Fläche bis August in eine Höhe von 5400 *m* zurück, um 1400 *m* höher als am Ätna, um zirka 400 *m* höher als am Pikes Peak. Die jährliche Höhenverschiebung der 0° Fläche ist in Turkestan beträchtlicher als in irgendeinem anderen, zum Vergleiche verfügbaren Gebirgsgebiete. In gleicher Breite könnte die Verschiebung höchstens in ostturkestanischen Gebirgen (Altin tagh etc.) noch größer sein.

Jährliche Höhenverschiebung der isothermen Fläche von 0°.[1]

Gebiet.....	Ostalpen	NWHimalaya	Ätna	Pikes Peak	Turkestan
Breite	47°	32°	37·7°	38·6°	39°
Verschiebung	2270 *m*	2900 *m*	3200 *m*	3820 *m*	5150 *m*

Daß sich die 0° Fläche im Herbst rascher senkt, als sie sich im Frühjahr hebt, ist eine von anderen Gebieten her wohlbekannte Erscheinung. In den zwei Monaten stärksten Anstieges (Februar bis April) erhebt sie sich um 2100 *m* (36 *m* pro Tag), während sie sich in den zwei Monaten raschesten Abstieges (September bis November) um 2750 *m* (45 *m* pro Tag) senkt. Daß dieser Unterschied zwischen An- und Abstieg in diesem niederschlagsarmen Gebiete zur Gänze auf den verzögernden Einfluß der Schneeschmelze im Frühjahr zurückgeführt werden kann, erscheint mir immerhin zweifelhaft.

Man darf nicht annehmen, daß die 0° Fläche im Sommer über der Hochsteppe wesentlich höher liegt, als die Berechnung für das Gebirge ergeben hat, da die der Berechnung zugrunde liegende Station, Irkeschtam, dem unmittelbaren Randgebiete der Hochsteppe angehört; die Annahme einer wesentlich höheren Lage über der Hochsteppe würde zu der ganz unzulässigen Annahme bedeutender Temperaturunterschiede in gleichem Niveau bei sehr geringer Entfernung führen. Im Gebiete der Hochsteppe findet im Sommer nur eine viel raschere Temperaturabnahme mit der Höhe statt als für gleiches Höhenintervall in freier Gebirgslage.

[1] Vergleichszahlen nach Hann, Handbuch der Klimatologie, 3. Aufl., Bd. I, p. 220.

Eintritt und Ende, Andauer von Tagestemperaturen bestimmter Größe.

Die Tabelle zeigt des weiteren, daß Monatsmittel von 25° durchschnittlich nur bis zu einer Höhe von zirka 900 *m* vorkommen, Monatsmittel von 10° bis 3500 *m*. Eine bequeme Übersicht über diese Verhältnisse geben die Angaben der nachstehenden Tabelle, die auf graphischem Wege aus den Zahlenwerten der Tabelle auf pag. 42 gewonnen wurden. Sie geben an, an welchen Tagen eine bestimmte Tagestemperatur erreicht und wieder verlassen wird und an wie viel Tagen im Jahr die mittlere Tagestemperatur oberhalb oder unterhalb gewisser Schwellenwerte liegt.

Tabelle 9.

Daten des Eintrittes und Endes, sowie Andauer von Tagestemperaturen bestimmter Größe.

Höhe	über 25°	über 20°	über 10°	über 5°	unter 0°	unter − 5°	unter − 10°	unter − 15°
500 *m*	10. Juni bis 13. Aug. 81	7. Mai bis 16. Sept. 132	22. März bis 26. Nov. 249	21. Febr. bis 28. Nov. 279	1. Jänn. bis 24. Jänn. 24	—	—	—
1000 *m*	18. Juli bis 24. Juli 6	24. Mai bis 3. Sept. 102	6. April bis 18. Okt. 195	8. März bis 10. Nov. 247	13. Dez. bis 8. Febr. 57	—	—	—
2000 *m*	—	—	1. Mai bis 29. Sept. 152	6. April bis 21. Okt. 198	15. Nov. bis 11. März 116	22. Dez. bis 6. Febr. 46	—	—
3000 *m*	—	—	15. Juni bis 1. Sept. 78	7. Mai bis 2. Okt. 148	21. Okt. bis 4. April 165	19. Nov. bis 7. März 108	22. Dez. bis 5. Febr. 45	—
4000 *m*	—	—	—	29. Juni bis 7. Sept. 71	2. Okt. bis 10. Mai 220	30. Okt. bis 6. April 157	21. Nov. bis 9. März 82	—
5000 *m*	—	—	—	—	10. Nov. bis 7. Juli 300	3. Okt. bis 2. Mai 211	1. Nov. bis 6. April 157	24. Nov. bis 6. März 102
3640 *m* Hochsteppe	—	—	10. Juni bis 7. Sept. 99	7. Mai bis 26. Sept. 148	15. Okt. bis 13. April 179	4. Nov. bis 22. März 138	22. Nov. bis 3. März 101	6. Dez. bis 21. Febr. 77
3640 *m* Gebirge	—	—	—	6. Juni bis 15. Sept. 101	7. Okt. bis 27. April 201	4. Nov. bis 23. März 139	29. Nov. bis 27. Febr. 90	—

Man sieht zum Beispiel, daß Tagesmittel von 25° oberhalb 1000 *m* keine normale Erscheinung mehr sind, sondern als charakteristisch für die Oasen der Gebirgsrandzone gelten müssen. Während in letzteren das Tagesmittel durchschnittlich an 20—50 Tagen (500—1000 *m*) unter 0° liegt, ist dies in 5000 *m* Höhe an 300 Tagen der Fall, so daß selbst in dieser bedeutenden Höhe das Tagesmittel der Temperatur immerhin noch während zweier Monate über dem Gefrierpunkt liegt. — Die Tabelle gestattet auch, die jährliche Wanderung der isothermen Flächen von − 15° bis + 20° festzustellen. Die 0° Fläche zum Beispiel braucht für den Aufstieg von 500 bis 5000 *m* fast ein halbes Jahr, während der Abstieg im Herbst in weniger als vier Monaten vor sich geht. Ganz ähnlich verläuft Hebung und Senkung der anderen isothermen Flächen.

Von größerem Interesse sind die Angaben über die Verhältnisse in 3640 *m* Höhe, wobei die Hochsteppe (beobachtet) freier Gebirgslage (nach Irkeschtam berechnet) gegenübergestellt wird. Sehr kalte und sehr warme Tage sind auf der Hochsteppe viel häufiger als in freier Gebirgslage (Berglang oder geneigtes Hochtal). Auf der Hochsteppe hält sich

das Temperaturtagesmittel 3 Monate über 10°, $2^1/_2$ Monate unterhalb — 15°, während solche Temperaturtagesmittel in freier Gebirgslage, in gleicher Höhe, zu den Ausnahmen gehören.

Dieser große Unterschied führt von selbst zu der Frage, ob die Hochsteppe (Pamirski Post) im Jahresdurchschnitt wärmer oder kälter ist als ein dem gleichen Gebirge angehöriges, aber frei gelegenes Gebiet gleicher Höhe. Auch die Frage, ob Hochsteppe und Gebirge im Jahresmittel wärmer oder kälter sind als die freie Atmosphäre in gleicher Höhe, verdient eine Erörterung.

II. Einfluß der Hochsteppe auf den Temperaturgang.

Für die Untersuchungen dieses Abschnittes gehen wir aus von drei Tatsachen. In allen ausgedehnten Gebirgsgebieten nimmt die mittlere Temperatur in gleicher Höhe von der Peripherie gegen die zentralen Teile des Gebirges zu, was sich in den Alpen zum Beispiel durch eine höhere Lage der Baumgrenze, der Firnlinie etc. in sehr deutlicher Weise manifestiert. Man schließt daraus, daß eine Massenerhebung erhöhend auf die Lufttemperatur einwirkt. Man muß deshalb im Gebirge höhere Temperatur als in gleicher Höhe der freien Atmosphäre erwarten. Andrerseits wirken Luftströmungen, die durch das Gebirge selbst zu Vertikalbewegung veranlaßt werden, in entgegengesetztem Sinn, so daß in gleicher Höhe im Gebirge die Lufttemperatur niedriger sein muß als in der freien Atmosphäre. Drittens nimmt bekanntlich die Intensität der Wärmeausstrahlung in einem rascheren Verhältnis mit der Höhe zu, als die Intensität der Einstrahlung, weshalb ein Gebirge im Durchschnitt abkühlend auf sein Lufthülle einwirken muß. Vergleicht man die Wirkung der Atmosphäre mit der eines Glashauses, so sind nach Sandström's drastischem Ausspruch (s. d. in der Einleitung erwähnte Arbeit) die Gebirge Punkten zu vergleichen, über welchen das Glashaus ein Loch hat.

Bei Erörterung dieser Frage müßte man eigentlich davon ausgehen, die Bodentemperaturen im Gebirge mit der Lufttemperatur in gleicher Höhe der freien Atmosphäre zu vergleichen und dann erst zur Betrachtung der Lufttemperatur im Gebirge übergehen, das heißt man müßte von der Temperatur der Heiz-, beziehungsweise Abkühlungsfläche selbst ausgehen. Beschränkt man sich, wie es der Mangel an entsprechendem Beobachtungsmaterial meist von vornherein gebietet, auf den Vergleich der Lufttemperaturen, so wird die Frage, ob ein Gebirge überwiegend als Heizfläche oder überwiegend als Abkühlungsfläche wirkt, beides relativ zur freien Atmosphäre, sehr bedeutend dadurch kompliziert, daß im Gebirge die durch Ausstrahlung erkaltete Luft in die Tiefe sinkt, während die durch Wärmeleitung vom Boden her erwärmte Luft emporsteigt.

So kompliziert und wenig erfolgreich die Erörterung dieser Frage auch scheint, so scheint mir doch der Versuch notwendig, wenigstens das Verhältnis der Hochsteppe zu freier Gebirgslage einer kritischen Erörterung zu unterziehen und dabei auch die wahrscheinlichen Temperaturunterschiede gegenüber der freien Atmosphäre zu berücksichtigen.

Für die Höhe von 3640 *m* (Pamirski Post) lassen sich in dreifacher Weise Temperaturmittel ableiten. Die unmittelbaren Beobachtungen ergeben den für die Hochsteppe typischen Temperaturgang. Durch die Verwendung der Temperaturen von Irkeschtam und Benützung der früher berechneten Temperaturgradienten zwischen Irkeschtam und Gebirgsrandzone erhält man den Temperaturgang in 3640 *m* bei freier Gebirgslage. Drittens lassen sich Temperaturwerte für 3640 *m* aus den gleichzeitigen Luftdruckbeobachtungen in Pamirski Post und der Gebirgsrandzone (Taschkent, Samarkand, Margelan) ableiten, die bei genügend vorsichtiger Verwendung Schlüsse auf den Temperaturgang in 3640 *m* Höhe der freien Atmosphäre erlauben.

Die Betrachtung auch auf die Verhältnisse der freien Atmosphäre zu erstrecken, ist deshalb notwendig, weil ja auch im Temperaturgang Irkeschtams trotz der freien Lage der Einfluß der gewaltigen Massenerhebung des Gebirges sich geltend machen muß, über dessen Richtung und Betrag man vorerst ganz im unklaren ist.

a) Vergleich zwischen Hochsteppe und Gebirge.

In die Tabelle sind auch Pikes Peak ($\varphi = 38° 50'$, $\lambda = 105° 2'$ W, $h = 4308\ m$) und Leh im oberen Industal ($\varphi = 34° 10'$, $\lambda = 77° 42'$ E, $h = 3510\ m$) aufgenommen. Pikes Peak ist nach der Fußstation Colorado Springs auf die Höhe von 3640 *m* reduziert, während Leh unter Benutzung der von Spitaler für die Nordhemisphäre, allerdings für das Meeresniveau berechneten Werte auf die Breite von Pamirski Post reduziert ist. Pikes Peak ist nur deshalb aufgenommen, um zu zeigen, wie vortrefflich Irkeschtam freie Gebirgslage repräsentiert. Würde nicht der im zentralasiatischen Klima abnorm warme Frühling speziell im April eine bedeutende Temperaturdifferenz bedingen, so wäre die Übereinstimmung zwischen Pikes Peak und freier Gebirgslage in Turkestan eine vollständige. Zu

weiteren Erörterungen gibt Pikes Peak keine Veranlassung, während Leh[1] infolge seiner Niederschlagsarmut und seiner Lage in einem Hochtal von Steppencharakter (Kleintibet) mit Pamirski Post gut verglichen werden kann.

Tabelle 10.

Temperatur in 3640 *m*.

	Jänner	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Hochsteppe	−18·7	−16·6	− 6·7	0·2	6·9	10·7	13·9	13·6	7·9	− 0·1	− 7·9	−16·8	− 1·1
Gebirge	−13·5	−12·0	− 6·7	− 1·9	2·7	5·9	8·9	9·0	5·2	− 1·0	− 7·2	−11·8	− 1·9
Pikes Peak	−12·8	11·9	− 8·9	− 5·5	− 0·3	5·2	9·0	9·0	3·9	− 1·8	− 8·1	−10·8	− 2·7
Leh	−12·1	− 9·7	− 3·7	2·5	5·5	10·3	14·0	13·4	8·7	2·1	− 3·7	− 8·6	1·5
Differenz.													
Hochsteppe — Gebirge	5·2	− 4·6	0·0	+ 2·1	+ 4·2	+ 4·8	+ 5·0	+ 4·6	+ 2·7	+ 0·9	− 0·7	5·0	+ 0·8
Hochsteppe — Leh	− 6·6	− 6·9	− 3·0	− 2·3	+ 1·4	+ 0·4	− 0·1	+ 0·2	− 0·8	2·2	− 4·2	− 8·2	− 2·6
Gebirge — Leh	− 1·4	− 2·3	− 3·0	− 4·4	− 2·8	− 4·4	− 5·1	− 4·4	− 3·5	− 3·1	− 3·5	− 3·2	− 3·4

(Pikes Peak auf die Höhe, Leh auf die Höhe und Breite von Pamirski Post reduziert).

Im Jahresdurchschnitt ist die Hochsteppe fast um 1° wärmer als das Gebirge.[2] Wohl sinkt im Winter die Temperatur viel tiefer als im Gebirge, aber der Wärmeüberschuß im Sommer ist ebenso bedeutend und gibt den Ausschlag, da er sich über einen viel längeren Zeitraum erstreckt. Im März, Oktober und November sind die Temperaturunterschiede zwischen Hochsteppe und Gebirge am kleinsten. Müßte auf der Hochsteppe im Frühling eine beträchtliche Schneedecke weggeschmolzen werden, die im Gebirge vorhanden ist, so würde sich der Temperaturausgleich im Frühling wohl verzögern und der Temperaturüberschuß der Hochsteppe kleiner werden.

Es ist aber ein anderer wichtigerer Faktor wirksam, der den Temperaturüberschuß der Hochsteppe tatsächlich verkleinert.

Vergleichen wir Leh mit der Hochsteppe und dem Gebirge, so sieht man sofort, daß Leh im Winter mit dem Gebirge, im Sommer mit der Hochsteppe übereinstimmt. Daß Leh im Sommer ebenso warm wird wie Pamirski Post, ist zu erwarten. Daß aber die Wintermonate auf den Pamirsteppen um 6 bis 8° kälter sind als Leh (letzteres auf gleiche Breite reduziert!), weist auf besondere, der Hochsteppe eigentümliche Einflüsse hin. Die großen Temperaturdifferenzen sind nur erklärlich durch die gewaltige winterliche, durch die Geländekonfiguration begünstigte Ansammlung der durch Ausstrahlung erkalteten Luft in den Steppenbecken, also in den Gebieten, in welchen diese kalte Luft sozusagen fabriziert wird, ohne daß sie abfließen kann.

Der Hochsteppenhabitus eines Gebietes allein ist durchaus nicht entscheidend; zur Erzeugung so niedriger Wintertemperaturen ist es vielmehr notwendig, daß die erkaltete Luft in den Ausstrahlungsgebieten selbst festgehalten wird.

In nebenstehendem Schema ist Profil I charakteristisch für die Hochsteppe der Pamire: Beckenförmige, ungemein flache Erweiterung der obersten Talläufe, ringsum von Gebirgsketten umgeben, deren Höhe keine besondere Rolle spielt.

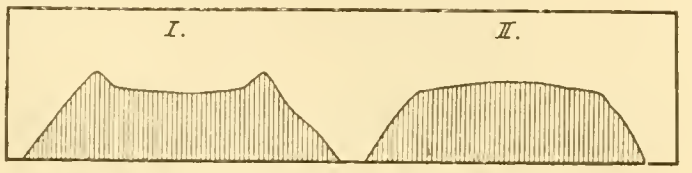
---

[1] Die Temperaturen für Leh habe ich Hann, Lehrb. d. Meteorologie, 3. Aufl., Tabelle im Anhang entnommen; die im Handbuch d. Klimatologie 3. Aufl., Bd. II., p. 205 mitgeteilten Werte weichen unbedeutend ab.

[2] Unter „Gebirge" ist im folgenden immer freie Gebirgslage (Gehänge, ventiliertes Hochtal) im Gegensatz zur Hochsteppe gemeint.

Die Flüsse selbst, die diese Steppenbecken entwässern, sind schmale Durchbruchsschluchten im Gebirgswall. Das ganze ist vergleichbar einem riesigen Seebecken mit engem Abfluß. Die kalte Luft, die sich in diesen Becken ansammelt, hat keinen genügenden Abfluß. Daß man in einem solchen Becken im Winter extrem niedrige Temperaturen finden muß, ist bei der großen Höhe selbstverständlich. Das Entscheidende aber ist, daß diese kalte Luft in der Entstehungshöhe auch tatsächlich festgehalten wird.

Fig. 3.



Ganz anders gestalten sich die Verhältnisse, wenn die Hochsteppe dem Profil II des Schemas sich nähert. Im Sommer würde sich allerdings der Hochsteppe I gegenüber kein allzu großer Unterschied bemerkbar machen. Im Winter aber wird die kalte Luft abfließen: immer neue Luft wird aus der Höhe oder von den Seiten zufließen und mit dem erkalteten Boden der Hochsteppe in Berührung kommen, um, selbst erkaltet, wieder abzufließen. Die Wintertemperaturen würden auf der Hochsteppe II um vieles höher sein als in geschlossenen Steppenbecken vom Typus I bei gleich niedriger Bodentemperatur.

Klimatisch läßt sich der Gegensatz am besten so formulieren: Die Hochsteppe I ist zwar viel kälter, aber sie wirkt nicht temperaturerniedrigend in dem tiefer liegenden Gebiet in ihrem Umkreis. Die Hochsteppe II ist viel wärmer, aber indem sie kalte Luft abfließen läßt, erniedrigt sie die Wintertemperatur in den umliegenden Niederungen. Ähnlich wird auch ein Kettengebirge wirken, das einen Grenzfall der Hochsteppe II darstellt.

Man könnte glauben, daß dann ein tief eingeschnittenes Tal den entsprechenden Grenzfall der Hochsteppe I darstellt. Das ist aber insofern nicht richtig, als in einem Hochtal von Steppencharakter wie Leh wohl auch die Luft abnorm erkaltet, aber der Abflußkanal — das Tal selbst — ist durch seine Dimensionen im Verhältnis zur Ausdehnung des Sammelbeckens imstande, große Massen kalter Luft abzutransportieren.

Der berechnete Temperaturüberschuß der Hochsteppe über freie Gebirgslage gleicher Höhe stellt demnach einen Minimalwert[1] dar, da der Faktor, der in erster Linie die Mitteltemperatur stark herabdrückt, in den Hochsteppen vom Pamirtypus in geradezu idealer Weise wirksam ist. Aber selbst dann, wenn man den viel größeren Temperaturüberschuß, der sich in Leh ergibt, als charakteristisch für den Effekt der Massenerhebung annimmt, scheint mir die Frage, ob die Massenerhebung eines Gebirges im Jahresdurchschnitt abkühlend oder erwärmend wirkt, eine ziemlich müßige. Die kalte Luft, die das Gebirge fabriziert, geht in die Tiefe, die warme Luft in die Höhe. Könnte man die Masse der Luft berechnen und den Gesamtbetrag des Wärmeentzuges, beziehungsweise der Wärmezufuhr, so könnte man die Frage diskutieren und würde wahrscheinlich ganz im Sinne Sandströms finden, daß die abkühlende Wirkung überwiegen kann, obwohl die Lufttemperatur am Beobachtungsort im Gebirge im Jahresmittel höher sein kann als in gleicher Höhe der freien Atmosphäre. Für den Klimatologen, dem es nur auf den Temperatureffekt an einer bestimmten Stelle, zum Beispiel in Pamirski Post oder Leh gegenüber Gebirge oder freier Atmosphäre ankommt, ist die Frage sofort zu entscheiden: Pamirski Post und noch mehr Leh sind im Jahresmittel wärmer als ein Ort gleicher Höhe in Gebirgslage. Für eine mehr physikalisch-meteorologische Betrachtung kommt jedoch der Gesamteffekt der Unterlage in Betracht, der über die ganzen Luftmassen zu erstrecken ist, die im Laufe eines Jahres mit einem bestimmten Oberflächenareal des Gebirges oder der Hochsteppe in Berührung kommen. Ohne daß eine quantitative Schätzung versucht werden soll, drückt sich meines Erachtens

[1] Wahrscheinlich gibt es im Gebiet der Hochsteppe Bezirke, in denen es in ähnlicher Höhe wie Pamirski Post noch kälter ist als in letzterer Station. Dann würde der geringe, im Jahresmittel sich ergebende Temperaturüberschuß der Hochsteppe über das Gebirge noch kleiner werden oder sogar verschwinden. Andrerseits nimmt im Gehänge der Hochsteppen-Randberge die Temperatur im Winter mit der Höhe wohl sehr rasch zu, was die Temperaturdifferenz vergrößern würde. Der klimatische Effekt der Massenerhebung kommt in dem Mittelwert von Leh deshalb viel reiner zum Ausdruck, weil hier die erkalteten Luftmassen offenbar zum größten Teil abfließen.

der Gesamteffekt einer Massenerhebung darin aus, daß er einerseits die mittleren Temperaturen in den umliegenden Niederungen durch das Abfließen der erkalteten Luft herabsetzt, während er andrerseits höheren Luftschichten Wärme konvektiv zuführt. Da die Ausstrahlung mit der Höhe in einem rascherem Verhältnis zunimmt als die Einstrahlung, dürfte im Mittel der abkühlende Einfluß überwiegen.[1] Selbstverständlich muß es dann Gebiete der Erdoberfläche geben, deren Einfluß auf die Temperatur der Luftmassen den Einfluß der Massenerhebungen kompensiert. Damit kommt man aber zu Fragen, die weit über den Rahmen dieser Untersuchung hinausführen.

Warum im Sommer die Hochsteppe viel wärmer ist als Gebiete freier Gebirgslage in gleicher Höhe, wurde bereits in Abschnitt 1 und 2 auseinandergesetzt. Im Gebiet der Berghänge und steilen Hochtäler transportiert der Talwind Luft aus der freien Atmosphäre gegen die überwärmten Hänge, während auf der ausgedehnten Hochsteppe und in langgestreckten Tälern der Talwind gewissermaßen als horizontale, den Boden bestreichende Strömung auftritt, die allerdings überwärmte Luft wegschafft, aber sie durch ebenso erwärmte Luft aus den Nachbargebieten wieder ersetzt.

b) Vergleich zwischen Hochsteppe und freier Atmosphäre.

Die Mitteltemperaturen verschiedener Höhenstufen (Abschnitt 10) wurden unter der Voraussetzung linearer Temperaturabnahme mit der Höhe berechnet. Da die berechneten Werte den Beobachtungen gut entsprechen, ist man berechtigt, mittlere Temperaturen für die ganze Luftschichte zwischen Gebirgsrandzone und der Höhe von 3640 *m* zu berechnen. Man kann ferner die mittleren Temperaturen dieser Luftschichte aus den Luftdruckmittelwerten der Gebirgszone einerseits, der Hochsteppe andrerseits berechnen. Da die Höhendifferenzen der in Betracht kommenden Stationen bekannt sind und gleichzeitige mehrjährige Luftdruckbeobachtungen vorliegen (für Pamirski Post fünf brauchbare Jahrgänge), stößt die Berechnung der „barometrischen Mitteltemperatur“[2] auf keine Schwierigkeit. Da Samarkand die lokal am wenigsten gestörte Station der Randzone ist, ist im allgemeinen Samarkand als Basisstation verwendet.

Die folgende Tabelle enthält 1. das rohe arithmetische Mittel der Temperaturen Samarkand — Pamirski Post, 2. das arithmetische Mittel Samarkand — 3640 *m* Gebirgslage, 3. die barometrischen Mitteltemperaturen Samarkand — Pamirski Post, Margelan — Pamirski Post, Taschkent — Pamirski Post, 4. beobachteten und nach Samarkand — Irkeschtam berechneten Luftdruckgang in Pamirski Post. Bei linearer Temperaturabnahme würden sich die Mitteltemperaturen Samarkand — Pamirski Post auf die Höhe 2179 *m* beziehen. Die Mittelbildung mit den in Pamirski Post tatsächlich

---

[1] Die Erscheinung, daß in Gebieten winterlicher Temperaturumkehr wie im Drautal bei Strahlungswetter die Täler umso kälter sind, je wärmer die Höhen sind, ist kein Gegenbeweis. Niemand wird leugnen, daß in diesem Fall trotz der hohen Lufttemperatur die Höhen als Abkühlungsfläche wirken. Die erkaltete Luft fließt aber in die Tiefe ab und in der Höhe fließt wärmere Luft der freien Atmosphäre zu. Die hohe Temperatur in der Höhe ist kein Effekt des Gebirges, wohl aber die niedrige Temperatur der Niederung.

[2] Nach der Formel $t_m + 273 = \frac{gh \log e}{R} \cdot \frac{1}{\log B - \log b}$, in der B der Luftdruck unten, b der Luftdruck oben, h der Höhenunterschied beider Stationen, g die Schwerebeschleunigung für mittlere Pol- und Seehöhe der Stationen, e die Basis der natürlichen Logarithmen und $R = 287$ ist. Man erhält damit die als konstant durch die ganze Schichte angenommene Temperatur t_m, die in die Höhenformel eingeführt, die richtige Höhe ergibt. Wie weit sich an diese Temperatur meteorologische Betrachtungen knüpfen lassen, hängt ganz von den Umständen des betrachteten Falles ab. Im vorliegenden Fall erhält man zum Beispiel im Winter fiktive Temperaturen, die es aber ermöglichen, Überlegungen über Richtung und Betrag der winterlichen Luftdruckstörung auf der Hochsteppe durchzuführen. Bei Berechnung der barometrischen Mitteltemperaturen wurde die Höhe von Pamirski Post nach den neuesten russischen Werten mit 3640 *m* angenommen, während ich später (Abschnitt 13) 3657 *m* als wahrscheinlicheren Wert berechnet habe. Mit letzterem Wert erhält man niedrigere Mitteltemperaturen; die Temperaturdifferenz zwischen Hochsteppe und freier Atmosphäre wird dadurch im Winter verkleinert, im Sommer vergrößert, ohne daß die Abweichungen die Richtung unserer Betrachtungen und Ergebnisse ändern würden.

Tabelle 11.

Mitteltemperatur der Luftschichte Gebirgsrandzone — 3640 *m*.

	Jänner	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Samarkand—Pamirski Post	− 9·6	− 6·6	0·5	6·7	13·3	17·3	19·7	18·4	13·3	6·0	− 0·5	− 6·8	6·0
Samarkand — 3640 *m* freie Lage	− 7·0	− 4·1	0·6	5·7	11·3	14·9	17·2	16·1	11·9	5·6	− 0·3	− 4·2	5·6
Barometrisch berechnet													
Samarkand — Pamirski Post	(− 1·0)	(0·0)	(4·7)	6·9	11·7	14·9	16·6	15·0	12·0	(8·4)	(7·2)	(3·7	(8·3)
Margelan — Pamirski Post	(− 1·1)	(0·9)	(5·1)	7·7	12·0	15·4	17·9	16·6	13·3	(9·3)	(6·2)	(3·4)	(8·9)
Taschkent — Pamirski Post	(0·6)	(1·8)	(4·7)	8·0	12·8	16·5	18·2	16·7	13·4	(9·8)	(7·1)	(4·5)	(9·4)
Luftdruck:													
Pamirski Post beobachtet	488·3	488·6	490·2	491·2	492·5	492·7	492·5	492·7	494·0	494·0	493·5	491·1	491·8
Pamirski Post berechnet	85·0	86·2	87·5	90·4	92·5	92·8	92·8	93·4	93·9	92·3	89·0	86·2	90·2
Differenz:													
Beobachtet — berechnet	+ 3·3	+ 2·4	+ 2·7	+ 0·8	0·0	− 0·1	− 0·3	− 0·7	+ 0·1	+ 1·7	+ 4·5	+ 4·9	+ 1·6

beobachteten Temperaturen ist nur der Vollständigkeit wegen angeführt; der durch die Hochsteppenlage bedingte Temperaturüberschuß über das Gebirge kommt hier nur im halben Betrage zum Vorschein. Im übrigen sehen wir von den in Pamirski Post beobachteten Temperaturen vorderhand ab.

Was nun die barometrischen Mitteltemperaturen anbelangt, so ist das Resultat zunächst ein sehr überraschendes. Im Sommer, April bis September, ergibt sich zwar eine sehr gute Übereinstimmung mit den arithmetischen Mittelwerten Samarkand — Gebirge. Umso auffälliger sind die außerordentlich großen Differenzen im Winter. Vom November bis Jänner sind die barometrisch berechneten Mitteltemperaturen um 6 bis 8° zu hoch, sind höher als die Temperatur in der Basisstation Samarkand. Die Berechnung nach Margelan und Taschkent ändert an diesem Ergebnis nichts.

Die Berechnung ergibt somit für den Winter vollständig unbrauchbare barometrische Mitteltemperaturen. Da die Anomalie sich nur auf den Winter erstreckt, kommen Ablesungsfehler u. dgl. nicht in Betracht. Die Abweichung im Winter kann nur durch beträchtliche winterliche Luftdruckstörungen im Hochsteppengebiet erklärt werden, da die drei Basisstationen untereinander Übereinstimmung zeigen.

Je größer der Druckunterschied zwischen zwei Stationen ist, umso niedriger wird die Mitteltemperatur der Zwischenschichte gefunden. Findet man eine zu hohe Temperatur, wie im vorliegenden Fall, muß der Druckunterschied zu klein sein. Da die berechneten Temperaturen zweifellos zu hoch sind, müß in Pamirski Post der Luftdruck höher sein, als in gleicher Höhe in der freien Atmosphäre über Samarkand, während im Sommer die Luftdruckwerte übereinstimmen oder eine kleine Abweichung in entgegengesetztem Sinn zeigen müssen.

Ein kleiner Bruchteil des winterlichen Drucküberschusses auf der Hochsteppe könnte vielleicht darauf zurückgeführt werden, daß im Winter im Bereich des asiatischen Luftdruckmaximums wohl auch noch in 3640 *m* Höhe ein (in Turkestan) von E nach W gerichteter Gradient vorhanden sein könnte, der als Isobarenkorrektion bei Verwendung der Höhenformel eigentlich berücksichtigt werden müßte. Aber jede Isobarenkarte zeigt, daß im Jänner das Druckgefälle Pamirski Post — Samarkand im Meeresniveau noch nicht 1 *mm* beträgt und im Niveau der Hochsteppe der Druckabnahme mit der Höhe entsprechend kleiner ist. Auf diesem Weg läßt sich die barometrische Mitteltemperatur nicht erklären.

Eine tatsächliche Ursache jedoch für einen Luftdrucküberschuß der Hochsteppe gegenüber der freien Atmosphäre im Winter ist die früher besprochene Anhäufung kalter Luft über der von hohen Gebirgen eingeschlossenen Hochsteppe.

Ist ein solcher See kalter Luft sehr seicht, so bleibt die Wirkung auf den Luftdruck trotz stärkster Temperaturumkehr geringfügig. Kann man berechnen, wie groß die Luftdruckstörung in Pamirski Post tatsächlich ist, so kann man beurteilen, ob es sich um seichte oder hochreichende Schichten kalter Luft handelt.

Eine Schätzung läßt sich auf folgende Weise versuchen: Da im Sommer sehr gute Übereinstimmung zwischen den barometrisch berechneten und den für Gebirgslage ermittelten Mitteltemperaturen besteht, machen wir die Annahme, daß in der freien Atmosphäre auch im Winter die vertikale Temperaturverteilung mit der für das Gebirge berechneten übereinstimmt. Wir berechnen sodann mit den für Gebirgslage gültigen Mitteltemperaturen den Luftdruckgang für die Höhe von Pamirski Post, vergleichen die berechneten mit den beobachteten Werten und bezeichnen die Differenz als Luftdruckstörung der Hochsteppe.

In der Tabelle sind unter den Luftdruckwerten diese Differenzen mitgeteilt. Sie sind in den Sommermonaten negativ und sehr klein, das heißt im Sommer besteht ein geringes Luftdruckgefälle von der freien Atmosphäre gegen die Hochsteppe. Infolge der durch die starke Erwärmung bewirkten Auflockerung der Luft über den ausgedehnten und untereinander vielfach verbundenen Hochsteppengebieten ist ein sommerlicher Gradient dieser Richtung und Größe leicht zu erklären.

Umso schwieriger sind die gewaltigen positiven Differenzen im Winter zu erklären. Infolge der Anhäufung kalter Luft in den Steppenbecken ist allerdings ein Drucküberschuß der Hochsteppe über die freie Atmosphäre in gleicher Höhe eine Notwendigkeit, ohne daß es zur Entwicklung entsprechender Luftströmungen größeren Stiles kommen muß, da ja der See kalter Luft auf der Hochsteppe der Randgebirge wegen sozusagen abflußlos ist.

Stimmt somit auch die Richtung des Luftdruckgefälles mit unseren Erwartungen überein, so ist andrerseits doch der Betrag der Luftdruckdifferenzen weit größer, als erwartet werden konnte. Nimmt man vorerst unsere Voraussetzung, daß die Mitteltemperatur der freien Atmosphäre mit der für das Gebirge berechneten übereinstimmt, als richtig und somit die berechneten Luftdruckdifferenzen als reell an, so kann man berechnen, wie tief der See kalter Luft auf der Hochsteppe ist.

Man kann die Rechnung auf verschiedene Weise durchführen.

a) Die Jännertemperatur der Hochsteppe (— 18·7°) findet man in freier Gebirgslage gleichzeitig in 5000 *m* Höhe, also 1400 *m* über der Hochsteppe. Wir nehmen an, daß in dieser Höhe keine Temperatur- und Druckdifferenz mehr vorhanden ist. Der Luftdruck in 5000 *m* sei *b* und bleibe konstant ($\Delta b = 0$), der Druck auf der Hochsteppe sei *B* und ändere sich dadurch (ΔB), daß in einer 1400 *m* dicken Luftschichte über der Hochsteppe sich die Temperatur ändere (ΔT — Ansammlung kalter Luft). Aus der Grundformel der barometrischen Höhenmessung ergibt sich die bekannte Beziehung $db = dB\left(\frac{b}{B}\right) + \frac{bhg}{RT^2}dT$, in der wir $h = 1400$, $R = 287$ setzen.

Führt man die Rechnung für die Jännerwerte durch, so ergibt sich unter der Annahme, der Luftdruck in Pamirski Post sei infolge Ansammlung kalter Luft auf der Hochsteppe um 3·3 *mm* zu hoch, daß bis zu einer Höhe von 5000 *m* hinauf die Luft um 10° kälter sein müsse als zwischen 3640 *m* und 5000 *m* in der freien Atmosphäre. Das ist aber ein ganz unmögliches Resultat, da auf Grund unserer Temperaturberechnungen die Mitteltemperatur der 1400 *m* hohen Luftschichte über der Hochsteppe nur um zirka 2·5° niedriger sein kann als die Mitteltemperatur der entsprechenden Schichte der freien Atmosphäre, so daß die resultierende Luftdruckstörung auf der Hochsteppe höchstens mit + 1 *mm* veranschlagt werden kann.

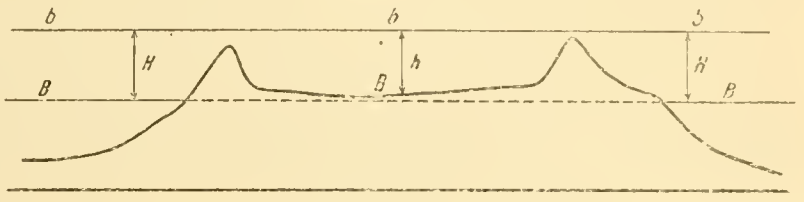
b) Man kann die Rechnung aber auch in der Art durchführen, daß man annimmt, die Temperaturdifferenz zwischen Hochsteppe und freier Atmosphäre bleibe nach oben bis in jene unbekannte Höhe konstant, in der die im Hochsteppenniveau bestehende Druckdifferenz sich ausgleicht. Wir suchen also diesmal *h*, setzen $db = 0$, $dT = -5$ (Temperaturdifferenz Hochsteppe — Gebirgslage, wobei nach unserer Grundannahme der für das Gebirge gültige Wert auch für die freie Atmosphäre gelten soll, für *B* und *T* (abs.) die Jännerwerte der Hochsteppe, für *dB* wieder 3·3 *mm*. Dann findet man $h = 2360$ *m*. Wenn also der See kalter Luft über der Hochsteppe in jeder Höhe um 5° kälter ist als die entsprechende Höhenschichte in der freien Atmosphäre, so müßte dieser Kaltluftsee 2360 *m* tief sein, um die Luftdruckstörung in Pamirski Post zu erklären. Die Ausgleichshöhe des Luftdruckes, die Oberfläche des Luftsees, in der sprunghafter Übergang zu höherer Temperatur stattfindet, würde damit erst in einer Höhe von 6000 *m* liegen, was ebenfalls unmöglich

erscheint, da die mittlere Kammhöhe der Gebirgsketten rings um die Hochsteppe nicht so hoch ist und die Breite der Abflußtäler überdies nach oben hin rasch zunimmt, was natürlich den Bestand eines Kaltluftsees in sehr große Höhen hinauf nicht zuläßt.[1]

Wir finden also einerseits, daß die beobachteten Luftdruckwerte für die ganze Luftschichte zwischen Gebirgsrandzone und Hochsteppe im Winter viel zu hohe barometrische Mitteltemperaturen ergibt, das heißt, daß der Luftdruck in den kalten Monaten in Pamirski Post höher sein muß als er nach der Temperaturabnahme mit der Höhe sein dürfte. Nimmt man aber andrerseits an, daß die Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre im Mittel der für freie Gebirgslage berechneten entspricht, so erhält man für den als Ursache der winterlichen Druckstörung auf der Hochsteppe angenommenen und zweifellos bestehenden See kalter Luft entweder eine viel zu große Tiefe oder bei geringerer Tiefe eine viel zu niedrige Mitteltemperatur.

Es liegt nahe, die Luftdruckstörung auf der Hochsteppe als Effekt eines anderen Vorganges aufzufassen, der durch nebenstehendes Schema verdeutlicht werden soll. Im Winter tritt über den Niederungen eine Schrumpfung der Luftmassen durch Abkühlung ein. Bezeichnet man im Winter den Luftdruck auf der Hochsteppe mit B, so liegt die entsprechende Fläche gleichen Druckes über der Niederung in einem tieferen als dem Hochsteppenniveau. Aber ein derartig dauernder Druckunterschied kann auch nur durch die Wirkung der Randgebirge und durch niedrigere Temperaturen über der Hochsteppe erklärt werden. Ohne Randgebirge müßte sich der Druckunterschied ebenso rasch ausgleichen wie in jedem anderen Gebirge, da ja genügend Zeit für diesen Ausgleich vorhanden ist. Ferner muß man annehmen, daß in der Höhe über der Hochsteppe, in der durch die isobare Fläche b angedeuteten Höhe, sich die Druckunterschiede tatsächlich ausgleichen und in noch größerer Höhe sogar in umgekehrter Richtung wirksam werden. Das heißt aber nichts anderes, als daß über der Hochsteppe die dem Druckunterschied $B - b$ entsprechende Luftschichte von der Höhe $h < H$ eine niedrigere Mitteltemperatur haben muß als die Schichte H über der Niederung. Die Berücksichtigung des Schrumpfungsvorganges über der Niederung als Ursache des Druckunterschiedes im Niveau der Hochsteppe führt also ebenfalls zur Annahme eines durch die Randgebirge bedingten Kaltluftsees auf der Hochsteppe. Eine andere Frage ist die, ob der primär durch thermische Ursachen bewirkte Drucküberschuß der Hochsteppe nicht sekundär durch dynamische Faktoren verstärkt wird (Zuströmen von Luft und Stauung derselben in der Höhe über der Hochsteppe). Vielleicht ist ein Teil der Luftdruckstörung auf der Hochsteppe hiedurch zu erklären. Aber eine andere Annahme liegt näher.

Fig. 4.



Da die von uns angenommene Ursache für den im Winter zu hohen Luftdruck auf der Hochsteppe — ein See kalter Luft — zweifellos wirksam ist, andrerseits aber die Berechnung der Dimensionen und der Mitteltemperatur dieses Kaltluftsees zu unmöglichen Werten führt, so ist eben unsere Grundannahme unzulässig, daß nämlich in der freien Atmosphäre die vertikale Temperaturschichtung identisch sei mit der für das Gebirge berechneten; die wirkliche Mitteltemperatur der Luftschichte zwischen Ebene und Hochsteppe liegt dann zwischen den barometrisch berechneten und den für das Gebirge abgeleiteten Werten. Dann vermindert sich natürlich der Betrag der Luftdruckstörung auf der Hochsteppe und es ergeben sich bereits mögliche Werte der Tiefe und Temperatur des Kaltluftsees auf der Hochsteppe, wenn man für die freie Atmosphäre das Mittel aus den barometrisch berechneten und den nach Irkeschtam für das Gebirge abgeleiteten Werten nimmt.

Eine genauere Festlegung der Mitteltemperaturen, zum Beispiel durch die Bedingung, daß der Betrag der Luftdruckstörung im Winter 2 *mm* nicht übersteigen darf, würde viele willkürliche Annahmen notwendig machen, ohne daß dabei vertrauenswürdigere Werte herauskommen, als wenn man, wie oben erwähnt, das Mittel aus den barometrisch bestimmten und den Gebirgswerten nimmt. Wenn man annimmt, daß über der Hochsteppe im Winter bis in eine Höhe von zirka 5000 *m* die Luft ungefähr um 5° kälter ist als zwischen 3640 *m* und 5000 *m*, wird man sich von der Wahrscheinlichkeit nicht allzuweit entfernen.

---

[1] Für November und Dezember ergibt die Berechnung ein noch ungünstigeres Resultat, da die Luftdruckstörung in diesen Monaten noch beträchtlicher ist als im Jänner.

Für uns ist ein anderer Schluß, der uns zum Ausgangspunkt dieser Betrachtungen zurückbringt, wesentlicher. Da im Sommer die barometrisch berechneten und die nach Samarkand-Irkeschtam abgeleiteten Mitteltemperaturen übereinstimmen, während im Winter letztere niedriger sind, ergibt sich, daß im Jahresmittel das Gebirge kälter sein muß als die freie Atmosphäre. Eine genaue Kenntnis der tatsächlichen Temperaturen in der freien Atmosphäre ist für diesen Schluß nicht wesentlich; innerhalb der angegebenen Grenztemperaturen aber müssen die Temperaturen der freien Atmosphäre liegen.

Um zu einer rohen Schätzung zu gelangen, wie groß der Temperaturüberschuß der freien Atmosphäre über Gebirge und Hochsteppe in gleicher Höhe im Jahresdurchschnitt ist, legt man die für Samarkand-Pamirski Post berechneten Werte für die Sommermonate unkorrigiert zugrunde, während man für die Wintermonate mit Rücksicht auf die Luftdruckstörung in Pamirski Post das Mittel aus den barometrisch berechneten und den für das Gebirge abgeleiteten Werten (Tabelle p. 42) für die freie Atmosphäre nimmt. Diese derart kombinierten Mitteltemperaturen der freien Atmosphäre geben sicher noch zu niedrige Werte, also einen zu geringen Wärmeüberschuß der freien Atmosphäre, da die mit ihnen durchgeführte Berechnung der Luftdruckstörung auf der Hochsteppe für diese immer noch größere Werte ergibt als wahrscheinlich ist.

Der Gegensatz Freie Atmosphäre — Gebirge — Hochsteppe ergibt sich dann übersichtlich aus der nebenstehenden Tabelle, in der die Temperaturen für die Mittelhöhe (2179 *m*) und die Höhe der Hochsteppe selbst — (3640 *m*) mitgeteilt sind. Der Temperaturgang in 3640 *m* Höhe ist außerdem graphisch dargestellt (Fig. 5).

Tabelle 11.

Temperatur in 2179 *m*

(Mitteltemperatur der Luftschichte Samarkand — 3640 *m*).

	Jänner	März	Mai	Juli	September	November	Jahr	Jahresschwankung
Samarkand — Hochsteppe	− 9·6	0·5	13·3	19·7	13·3	− 0·5	6·0	29·3
Samarkand — Gebirge	− 7·0	0·6	11·3	17·2	11·9	− 0·3	5·6	24·2
Barometrisch und korrigiert	− 3·6	2·6	11·7	16·6	12·0	3·5	7·0	20·2
Temperatur in 3640 *m*								
Hochsteppe	− 18·7	− 6·7	6·9	13·9	7·9	− 7·9	− 1·1	32·6
Gebirge	− 13·5	− 6·7	2·7	8·9	5·2	− 7·2	− 1·9	22·5
Freie Atmosphäre.....	− 7·1	− 2·6	3·5	7·6	5·3	0·4	0·9	15·4

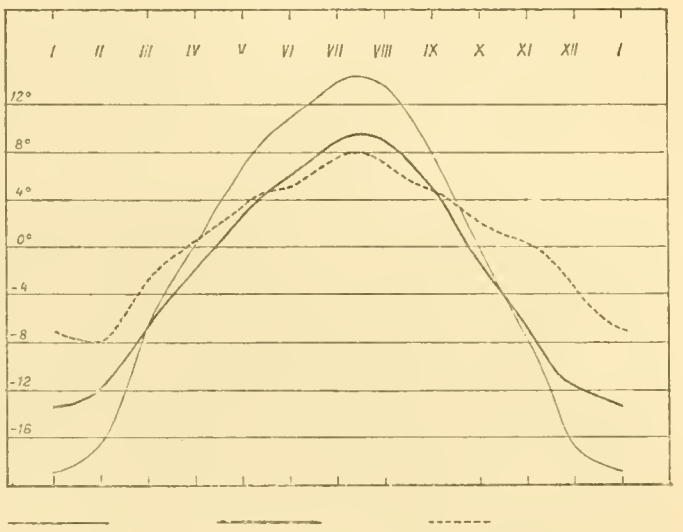
Nach der ganzen Art der Berechnung ist auf den zahlenmäßigen Betrag der auftretenden Unterschiede natürlich kein großer Wert zu legen; es handelt sich nur um Richtung und Größenordnung der Unterschiede.

Ergebnis: Im Jahresmittel ist die freie Atmosphäre in 3640 *m* Höhe um 2 bis 3° wärmer als das Gebirge, um zirka 1° wärmer als die Hochsteppe. Die Hochsteppe ist im Sommer, die freie Atmosphäre im Winter wärmer als das Gebirge. Der Einfluß der Massenerhebung besteht im wesentlichen in einer Temperaturerniedrigung gegenüber der freien Atmosphäre, die durch den geringen Wärmeüberschuß des Gebirges im Sommer bei weitem nicht kompensiert wird. Erst der Übergang des Gebirges in die Hochsteppe bringt neben einer Zunahme der winterlichen Abkühlung eine unverhältnismäßig bedeutendere Zunahme der sommerlichen Erwärmung, so daß gegenüber der Hochsteppe sich der Wärmeüberschuß der freien Atmosphäre wesentlich vermindert.

Mit der am Beginn dieses Abschnittes erwähnten Tatsache, daß Luftströmungen, die durch das Gebirge zu Vertikalbewegungen gezwungen werden, die Temperatur im Gebirge gegenüber der freien Atmosphäre herabsetzen müssen, hat das eben gefundene Resultat nichts zu tun. Im turkestanischen Gebirge sind Luftströmungen nicht lokaler Entstehung überhaupt selten, was eine wesentliche Vereinfachung, zum Beispiel den Alpen gegenüber, bedeutet. Man kommt vielmehr zu folgender Vorstellung: Im Winter ist das Gebirge sozusagen in einen Mantel kalter Luft gehüllt, die durch Ausstrahlung des Bodens, Berührung mit dem erkalteten Boden und Strahlung gegen denselben die niedrige Temperatur annimmt und dann längs der Hänge in die Täler und in die Niederung abfließt. Da aber die zum Ersatz nachfließende Luft ebenfalls abgekühlt wird, haben wir im Winter die erwähnte Umhüllung des Gebirges mit kalter Luft. Wo letztere am Abfließen verhindert ist, wie im Gebiet der Hochsteppe, kommt die abkühlende Wirkung des Gebirges besonders prägnant zum Ausdruck. Im Sommer finden wir, wenigstens tagsüber, einen Mantel warmer Luft in aufsteigender Bewegung. Aber wie zum Beispiel die Unterbrechung des Temperaturanstieges auf der Tuptschecker Hochfläche durch den Talwind sehr deutlich beweist, wird dabei auch die kühle Luft der freien Atmosphäre gegen die Gebirgshänge transportiert. Außerdem schmiegt sich erwärmte aufsteigende Luft dem Gehänge nicht so an wie die kalte absteigende Luft. Infolgedessen ist der sommerliche Wärmeüberschuß nicht so groß wie das winterliche Wärmedefizit des Gebirges.

Die im Jahresmittel abkühlende Wirkung der Massenerhebung gibt sich also auch zu erkennen, wenn wir die Mitteltemperaturen fixer Punkte im Gebirge und auf der Hochsteppe mit gleicher Höhe der freien Atmosphäre vergleichen und dabei von der Vertikalbewegung der erkalteten, beziehungsweise erwärmten Luft absehen. Aber nicht nur mit Rücksicht auf die Ungenauigkeit der berechneten Temperaturen darf diesem Resultat keine zu allgemeine Bedeutung beigemessen werden. Leh repräsentiert zum Beispiel eine Örtlichkeit, in der die sommerliche Erwärmung so groß ist wie auf der Hochsteppe. Aber die kalte Luft im Winter stagniert nicht, so daß die Wintertemperaturen in Leh mit jenen des Gebirges übereinstimmen. Es resultiert — bei Reduktion von Leh auf Breite und Höhe von Pamirski Post — eine Jahrestemperatur von 1·5°, um 3·4° höher als freie Gebirgslage, um 2·6° höher als die Hochsteppe, um 0·6° höher als die wahrscheinliche Temperatur der freien Atmosphäre. Einen noch etwas größeren Temperaturüberschuß (+ 1·3°) über die freie Atmosphäre erhält man, wenn man Khorog 2105 *m* mit den für 2179 *m* berechneten Werten der freien Atmosphäre vergleicht. Das heißt, in Tallage, die sommerliche Überwärmung seh begünstigt, aber im Winter der erkalteten Luft das Abfließen ermöglicht, dürfte man im allgemeinen ein höheres Jahresmitel als in gleicher Höhe der freien Atmosphäre finden, während Täler mit ungenügendem Abfluß sich wie die Hochsteppe verhalten. Man kann infolgedessen zusammenfassend sagen: Freie Gebirgslage (Hänge und Gipfel) sind im Jahresmittel kälter, ventilierte Täler wärmer als die freie Atmosphäre. Hochsteppen vom Typus II (ohne Randgebirge, siehe Fig. 3 p. 47) verhalten sich wahrscheinlich wie ventilierte Täler, während Hochsteppen mit Randgebirgen (Typus I) und nicht ventilierte Täler kälter sind als die freie Atmosphäre. Die Tatsache, daß im allgemeinen die abkühlende Wirkung der Gebirge überwiegt, wird durch die Unterschiede, die sich aus den morphologischen Verhältnissen ergeben, nicht berührt.

Fig. 5.



Jährlicher Gang der Temperatur in 3640 *m*.
——— Hochsteppe.
——— Gebirge.
- - - - - - Freie Atmosphäre.

Die Massenerhebung eines Gebirges kann ohne Rücksicht auf einzelne Kämme und Täler morphologisch als eine Hochfläche vom Typus II angesehen werden. Da überdies in jedem Gebirge die meisten Stationen in Tälern liegen, ergibt sich bei Reduktion der beobachteten Temperaturen auf ein einheitliches Niveau notwendigerweise eine Zunahme der Temperatur von der Gebirgsperipherie gegen die zentralen Gebiete, eine Tatsache, die in letzter Linie darauf zurückzuführen ist, daß die peripheren Gebiete und Täler tiefer liegen als die zentralen und damit gewissermaßen der Zielpunkt

der aus den höheren Gebieten abfließenden erkalteten Luft sind. Liegen jedoch im zentralen höchsten Gebiet die Verhältnisse derart, daß die kalte Luft nicht abfließen, sondern im Abkühlungsgebiet gesammelt wird (Hochsteppe mit Randgebirgen, Pamire), so wird der Einfluß der Massenerhebung überkompensiert und selbst trotz stärkster Erwärmung im Sommer resultiert gegenüber der freien Atmosphäre ein Wärmedefizit. Die Pamirhochsteppe realisiert so weit als möglich den in Kettengebirgen unmöglichen Idealfall, daß der Einfluß der Bodentemperatur auf die Lufttemperatur an Ort und Stelle voll zum Ausdruck kommt; sie zeigt den Einfluß der Massenerhebung am reinsten und nur aus diesem Grund wurde diesen Betrachtungen ein so breiter Raum eingeräumt. Infolge der rascheren Zunahme der Wärmeausstrahlung mit der Höhe als der Einstrahlung wirkt Massenerhebung durchschnittlich abkühlend auf die Luft und nur der Umstand, daß die produzierte kalte Luft in die Tiefe sinkt, läßt die Lufttemperatur im Gebiet der Massenerhebung höher erscheinen als die Lufttemperatur in gleicher Höhe der freien Atmosphäre. Damit erklärt sich der scheinbare Widerspruch der am Beginn dieses Abschnittes erwähnten Tatsachen, wobei bemerkt sei, daß die außer Betracht gebliebenen allgemeinen Luftströmungen, die durch das Gebirge zum Auf- und Absteigen veranlaßt werden, den Temperaturüberschuß der freien Atmosphäre über die Massenerhebungen nur vergrößern können.

Nicht ohne Interesse ist die Amplitude des jährlichen Temperaturganges in der Höhe von 3640 *m*: Hochsteppe 32·6°, Leh (reduziert) 25·5°, Gebirge 22·5°, freie Atmosphäre 15·4°. In der freien Atmosphäre ist demnach die Jahresschwankung der Temperatur nicht mehr einmal halb so groß, wie auf der Hochsteppe.

Gelegentlich der Berechnung des Höhenunterschiedes Samarkand—Pamirski Post aus den drei Terminmitteln jedes Monates (siehe Abschnit 13) wurden auch die barometrischen Mitteltemperaturen für alle Terminstunden berechnet. Nach den Terminmitteln zu schließen, betrug die Tagesschwankung der Temperatur in der Luftschichte Samarkand—Pamirski Post im Jahresdurchschnitt 1·5°, im April 0·9°, im September 2·0°. Diese Werte sind aber zu groß. Der Temperaturunterschied Hochsteppe — freie Atmosphäre macht sich nämlich auch im täglichen Gang geltend. Morgens ist — besonders in den kälteren Monaten — die Hochsteppe viel zu kalt, mittags ist sie — besonders im Sommer — viel zu warm. Man erhält deshalb fast in allen Monaten um 7 a. eine höhere Mitteltemperatur der ganzen Luftschichte als um 1 p., da morgens auf der Hochsteppe der Luftdruck höher, mittags niederer ist als in gleicher Höhe der freien Atmosphäre. Die wirkliche Tagesschwankung der Temperatur der ganzen 2921 *m* hohen Luftschichte kann aus diesem Grund kaum die Hälfte des berechneten Wertes erreichen.

Höhenlage der Isotherme von 0° in der freien Atmosphäre.

Wie bereits erwähnt, sind die für die freie Atmosphäre abgeleiteten Sommertemperaturen auch ihrem Betrage nach ziemlich verläßlich. Durch Verwendung der Temperaturgradienten zwischen Samarkand und 3640 *m* freier Atmosphäre kann man daher wenigstens für die Sommermonate und — weniger verläßlich — auch für den Jahresdurchschnitt die Höhenlage der 0°-Fläche über der Niederung angenähert berechnen und mit den für das Gebirge abgeleiteten Werten vergleichen.

Höhenlage der Isotherme von 0°.

	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemher	Jahr
Freie Atmosphäre	3780	4300	4590	4880	4890	4790	3800
Gebirge	3300	4050	4600	5200	5400	4700	3250

Im Jahresmittel drückt die Massenerhebung die 0°-Fläche um zirka 500 bis 600 *m* herab. Im Juni und September liegt sie überall gleich hoch, im August liegt sie in der freien Atmosphäre um zirka 500 *m* niedriger als im Gebirge, aber die Jahresmittel lassen erkennen, daß sie dafür in den kältesten Monaten viel höher liegt. In zwei Monaten liegt sie niedriger, in acht Monaten höher,

in zwei Monaten gleich hoch wie im Gebirge. Um wie viel die Hochsteppe die 0°-Fläche gegenüber dem Gebirge hinaufrückt, läßt sich zwar nicht berechnen. Mit Rücksicht darauf, daß Irkeschtam und Pamirski Post nicht weit voneinander entfernt sind, darf man dabei an hohe Beträge nicht denken; die Überwärmung der Hochsteppe wird, wie bereits erwähnt, durch raschere Temperaturabnahme mit der Höhe ausgeglichen.

Temperaturgradienten über der Hochsteppe.

Unter der eben erwähnten Voraussetzung, die 0°-Fläche könne über der Hochsteppe nicht wesentlich höher liegen als im Gebirge, kann man zu einer Schätzung über den Betrag der Temperaturgradienten über der Hochsteppe gelangen, wenigstens in den wärmsten Monaten, da der Einfluß der Hochsteppe auf die Höhenlage der 0°-Fläche umso kleiner sein wird, je höher dieselbe im allgemeinen liegt.

Temperaturgradienten 3640 *m* — 0° Isotherme.

	Juni	Juli	August	September
Gebirge, Tagesmittel	0·60	0·55	0·49	0·47
Hochsteppe, Tagesmittel	1·11	0·86	0·77	0·72
» 7 a.	0·91	0·76	0·57	0·32
» 1 p.	1·51	1·18	1·08	1·29
» 9 p.	0·78	0·73	0·60	0·62

Bereits über der Tuptscheker Hochfläche haben sich im Sommer tagsüber adiabatische Gradienten für große Höhenintervalle ergeben. Über der Hochsteppe zeigt sich der stärkeren Überwärmung wegen diese Erscheinung noch prägnanter, besonders im Frühsommer, wo sogar im Tagesmittel — allerdings nur nach den drei Terminen — sich ein überadiabatischer Gradient ergibt. Ohne auf den ziffermäßigen Betrag ein besonders Gewicht zu legen, muß man doch schließen, daß über der Hochsteppe die Temperaturabnahme besonders im Frühsommer eine außerordentlich rasche ist. Je höher dann im Sommer die Erwärmung nach oben vorrückt, umso stabiler wird die Temperaturschichtung, obwohl in den heißesten Tagesstunden durchwegs überadiabatische Gradienten sich ergeben. Im September ist die 0°-Fläche in raschem Sinken begriffen, während die Luft unmittelbar über der Hochsteppe noch sehr stark erwärmt wird, nachts aber durch Ausstrahlung bereits sehr stark erkaltet, so daß sich morgens eine sehr langsame, mittags eine sehr rasche Temperaturabnahme ergibt. Da der Morgentermin im Sommer bereits in die Zeit rascherer Temperaturzunahme fällt, würde eine Berechnung des Tagesmittels aus 24stündigen Beobachtungen das Tagesmittel wohl erheblich herabdrücken, was den tatsächlichen Verhältnissen wahrscheinlich besser entsprechen, die rasche Temperaturabnahme in der warmen Tageshälfte jedoch unberührt lassen würde. Bei Besprechung der Niederschlagsbildung auf der Hochsteppe werden wir auf diese Gradientwerte noch einmal zurückkommen.

Unter Benützung der Werte, die sich für die Höhenlage der 0°-Fläche in der freien Atmosphäre einerseits, im Gebiet des Gebirges und der Hochsteppe andrerseits ergeben haben, kann man berechnen, in welchen Höhen sich im Sommer der Wärmeüberschuß der Hochsteppe gegenüber der freien Atmosphäre ausgleicht.

Ausgleichshöhe der Temperatur zwischen Hochsteppe und freier Atmosphäre.

Juni	Juli	August	September
4400	6100	7000	4900

Legt man diesen Zahlen auch nicht viel Gewicht bei, so sieht man doch, daß die Wirkung der Hochsteppe als Heizfläche im Sommer sich auf eine Luftschichte von 3 *km* Mächtigkeit über der

Hochsteppe erstreckt, wobei wir natürlich von der Wirkung allgemeiner Luftströmungen, die die erwärmte Luft aus dem Gebiet der Hochsteppe wegtransportieren, absehen. In ähnlicher Weise kann man ja im Winter, wo die Hochsteppe als Abkühlungsfläche wirkt, nicht abschätzen, wie viel abgekühlte Luft trotz der Randgebirge durch die Durchbruchstäler in die Tiefe fließt. Diese Luftmassen, die das Gebiet der Hochsteppe verlassen, müßte man berücksichtigen, wenn man die Wirkung der Hochsteppe als Heiz- und Abkühlungsfläche genauer diskutieren wollte. Hier kommt man aber zu Fragen, die derzeit auch einer noch so rohen quantitativen Betrachtung nicht unterzogen werden können.

Es könnte überhaupt unzulässig erscheinen, bei der Größe des Gebietes aus einem so wenig umfangreichen Beobachtungsmaterial weittragende Schlüsse zu ziehen. Wenn es sich nur um die Aufdeckung geringfügiger Unterschiede handeln würde, wäre dieses Bedenken sicher sehr gerechtfertigt. Aber in diesem von außen her so wenig gestörten Klimagebiet sind die Gegensätze, die lediglich aus der Verschiedenheit der Bodenoberfläche und der orographischer Verhältnisse resultieren, so groß, daß die Behandlung dieser Fragen sich von selbst aufdrängt. Die vielfache Verwendung berechneter statt beobachteter Temperaturwerte ist gewiß ein großer Übelstand, der aber im wesentlichen doch nur die zahlenmäßige Genauigkeit der Angaben herabmindert, die Richtung und die Größenordnung der festgestellten Unterschiede wenig berührt, da bei der Berechnung von Temperaturen und Extrapolationen die Rechenbasis immer so gewählt wurde, daß die resultierenden Unterschiede fast immer Minimalwerte sind.

Die Verwendung barometrisch ermittelter Temperaturen führt von selbst zur Erörterung der Luftdruckverhältnisse des Gebietes, an die sich Betrachtungen über die barometrische Höhenmessung in den turkestanischen Gebirgen anschließen werden.

12. Der jährliche und tägliche Gang des Luftdruckes.

Zur Untersuchung des jährlichen Luftdruckganges steht das Material der russischen Stationen, das aber weniger umfangreich und weniger verläßlich ist als das Temperaturmaterial, zur Verfügung. Material zur Betrachtung des täglichen Luftdruckganges liefern die russischen Jahrbücher nicht, obwohl die Auswertung der Barogramme zum Beispiel von Pamirski Post auch nur für wenige Jahre von erheblichem Werte wäre. Das wenige, was unter diesen Umständen über den täglichen Luftdruckgang gesagt werden kann, stützt sich deshalb auf Registrierung des Luftdruckes in unseren Standquartieren und auf die Schlüsse, die aus den Terminbeobachtungen in Pamirski Post gezogen werden können.

Jährlicher Gang des Luftdruckes.

Das ganze Gebirge liegt in einem Gebiete stärkster jährlicher Variation des Luftdruckes, hervorgerufen durch das winterliche, innerasiatische Luftdruckmaximum, das im Sommer durch ein Minimum abgelöst wird. Die Erwärmung vom Winter zum Sommer ist von einer bedeutenden Luftdruckerniedrigung in der Niederung begleitet, hervorgerufen durch den Abtransport mächtiger Luftmassen. In größeren Höhen wird aber diese dynamisch [1] bewirkte Druckerniedrigung in bekannter Weise durch die Erwärmung der Luftmassen zwischen Niederung und Höhe vermindert und bei genügender Höhe des oberen Niveaus auch überkompensiert, so daß sich in größeren Höhen der jährliche Gang des Luftdruckes gegenüber der Niederung umkehrt. Inwieferne diese Verhältnisse in unserem Gebiete realisiert sind und welche Höhe das neutrale Niveau darstellt, in welchem der Luftdruckgang der Niederung sich verkehrt, darüber orientiert die nachstehende Tabelle, in der der jährliche Luftdruckgang nach beobachteten und berechneten Werten in Abweichungen vom Jahresmittel dargestellt ist.

In der Niederung, in der Gebirgsrandzone, fällt der Luftdruck vom Jänner bis zum Juli um 10 bis 13 *mm*, je nach der Höhe der Station; Minimum im Juli, Maximum im Jänner, wobei aber der Druck im November und Dezember fast gleich hoch ist wie im Jänner.

[1] Dynamisch bewirkt deshalb, weil die Erwärmung der Luftmassen allein an und für sich den Luftdruck in der Niederung nicht erniedrigen würde.

Tabelle 12.

Jährlicher Gang des Luftdruckes.

Abweichung vom Jahresmittel.

Ort	Höhe	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahresmittel
Taschkent	478	**+5·4**	+2·4	+1·3	+0·6	−2·4	−5·3	**−7·4***	−5·5	−2·7	+2·9	+4·9	+4·2	720·9
Margelan	576	**+4·8**	+3·2	+1·6	−0·1	−2·3	−5·0	−7·4*	−6·0	−1·3	+2·9	+4·7	+4·7	717·7
Samarkand	719	**+3·5**	+3·0	+0·9	+0·3	−2·1	−4·5	−6·1*	−4·5	−0·2	+3·0	+3·4	+3·1	701·0
Khorog	2105	+1·3	+2·1	+1·2	−0·4	−0·2	−1·9	−3·6*	−3·3	−1·3	+1·1	+2·4	**+2·8**	595·2
» 2000 *m*; berechnet	2000	−2·0*	−1·7	−1·0	+0·5	**+0·7**	−0·2	−0·9*	0·0	+1·9	**+2·7**	+1·2	0·7	599·6
Irkeschtam	2850	−4·0*	−4·0*	−3·3	−0·8	−2·2	(−2·2)	+1·1	+1·6	**+3·9**	+3·6	+3·6	+2·8	540·7
berechnet	2850	−4·5*	−3·6	−1·9	−0·1	+2·0	+1·7	+1·6	+2·2	**+3·0**	+2·5	0·0	−2·6	540·0
Pamirski Post	3640	−3·5*	−3·2	−1·6	−0·6	+0·7	+0·9	+0·7	+0·9	**+2·2**	**+2·2**	+1·7	−0·7	491·8
» berechnet	3640	−5·2*	−4·0	−2·7	+0·2	+2·3	+2·6	+2·6	+3·2	**+3·7**	−2·1	−1·2	−4·0	490·2
5500 *m* berechnet	5500	−8·5*	−7·6	−3·6	+0·4	+3·4	+4·5	+6·1	**+6·6**	+5·5	+2·3	−2·7	−6·5	385·6

(Taschkent 1897–1901; Margelan 1897–1903; Samarkand 1898–1902; Khorog 1897—1902; Irkeschtam 1897; Pamirski Post 1897—1901).

Dieser einfache Gang, dessen Zusammenhang mit dem jährlichen Temperaturgang klar liegt, beherrscht auch im wesentlichen noch die Höhe von 2105 *m*, wo in Khorog die Amplitude bereits auf 6·4 *mm* gesunken ist. Verhältnismäßig niedriger Druck im Jänner, hoher im Mai bereitet aber selbst in dieser durch extreme Tallage ausgezeichneten Station auf die Umkehrung des Luftdruckganges in größeren Höhen vor. Berechnen wir mit den für freie Gebirgslage abgeleiteten Temperaturgradienten den Luftdruckgang für die Höhe von 2000 *m*, so sehen wir sofort, daß Khorog dem oben erwähnten neutralen Niveau sehr nahe liegen muß und daß nur die Tallage störend sich bemerkbar macht.

In Irkeschtam, von dem nur einjährige, wenig verläßliche Beobachtungen vorliegen, weshalb ich den Luftdruckgang nach Taschkent berechnet habe, finden wir bereits einen dem Gange in der Niederung entgegengesetzten Verlauf; Minimum im Jänner, Maximum im September, Amplitude 7·5 *mm*. Die im Verhältnis zu Mai und August kleinen, positiven Abweichungen im Juni und Juli stellen einen Rest des Luftdruckganges der Niederung dar.

Pamirski Post, über das noch ausführlicher zu sprechen ist, zeigt das gleiche Bild. Daß das Maximum im September und nicht im wärmsten Monat auftritt, ist ein Überbleibsel des in der Niederung beobachteten Luftdruckganges, das verschwindet, wenn wir mit Hilfe der früher abgeleiteten Temperaturgradienten den Luftdruck in 5500 *m* Höhe (nach Taschkent) berechnen; in dieser Höhe fällt das Minimum auf den Jänner, das Maximum auf den wärmsten Monat, den August. Der jährliche Gang ist dem in der Niederung beobachteten vollständig entgegengesetzt, die Amplitude, 15·1 *mm*, bereits größer als in der Niederung.

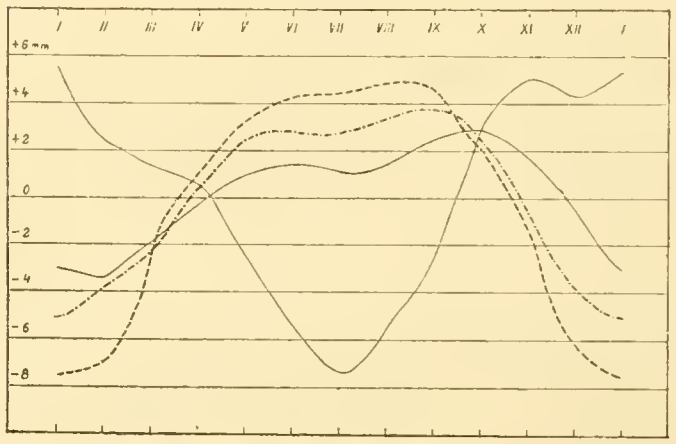
Wie bekannt, setzt sich der Luftdruckgang in der Höhe zusammen aus der allgemeinen Druckschwankung, die wir in der Niederung finden und in der Höhe im Verhältnis des Luftdruckes in der

Höhe zum Luftdrucke in der Niederung vermindert ist, so wie aus der von Hann als »thermische Druckschwankung« bezeichneten Druckänderung, die durch die Temperaturänderungen in den Luftmassen unterhalb der Höhenstation bewirkt wird.

Bei Betrachtung des Luftdruckganges in Pamirski Post haben wir jedoch noch eine dritte Komponente zu beachten, die auf den Luftdruckgang Einfluß nimmt und als Wirkung der Hochsteppe samt ihren Randgebirgen betrachtet werden muß.

Wenn wir den Luftdruckgang in Irkeschtam mit dem beobachteten Luftdruck in Pamirski Post vergleichen, so fällt sofort der verhältnismäßig geringe Betrag der Amplitude in Pamirski Post auf (5·7 *mm* gegenüber 7·5 *mm* in Irkeschtam, während wir nach der Theorie [1] in Pamirski Post eine größere Amplitude finden müßten. Da sich bereits bei Diskussion der barometrischen Mitteltemperatur der Schluß ergeben hat, daß der Luftdruckgang auf der Hochsteppe stark gestört sein muß, habe ich den Luftdruckgang in 3640 *m* unter Zugrundelegung der für das Gebirge ermittelten Temperaturgradienten berechnet. Der Tabelle ist zu entnehmen, daß die Differenzen zwischen beobachteten und berechneten Werten in den extremen Jahreszeiten sehr beträchtlich sind und daß auch im Jahresmittel der beobachtete Luftdruck auf der Hochsteppe zu hoch ist. Im Winter ist der beobachtete Luftdruck zu hoch, was durch den zu niedrigen Luftdruck des Sommers nicht ganz ausgeglichen wird.[2]

Fig. 6.



Jährlicher Gang des Luftdruckes (1897—1900)

———— Taschkent ———— Pamirski Post.

– – – – – – – – Pamirski Post, berechnet nach Taschkent mit beobachteten Temperaturen.

—·—·—·— Pamirski Post, berechnet nach Taschkent mit den für Gebirgslage berechneten Temperaturen.

Die Auffassung, daß die thermische Druckschwankung auf den Luftdruckgang in Pamirski Post nur unvollkommen Einfluß nimmt, indem die Lage auf den weiten, von Gebirgen umschlossenen Hochsteppen das durch Temperaturänderungen bedingte Schrumpfen und Anschwellen der Luftmassen unterhalb des Niveaus der Hochsteppe auf letztere selbst nicht in vollem Betrage wirksam werden werden läßt, wurde bereits angedeutet (p. 51). Aber das ist nur eine andere Beschreibung der Wirkung, die durch den Einfluß der abnormen Temperaturverhältnisse auf und ober der Hochsteppe erzeugt wird.

Die Abweichungen des berechneten vom beobachteten Luftdruck kommen dadurch zustande, daß durch die Ansammlung kalter Luft im Winter, durch die Auflockerung und seitliches Abfließen der erwärmten Luft im Sommer die Hochsteppe ein eigenes lokales Luftdrucksystem erzeugt, das neben der allgemeinen und der thermischen Druckschwankung als dritte Komponente auf den jährlichen Luftdruckgang Einfluß nimmt. Gegenüber freier Gebirgslage und freier Atmosphäre liegt über der Hochsteppe im Winter ein Luftdruckmaximum, im Sommer ein Luftdruckminimum.

Die Hochsteppe erzeugt also ein eigenes Drucksystem, das den Luftdruck in gleichem Sinne beeinflußt wie die allgemeine, für Innerasien charakteristische Druckschwankung, der thermischen Druckschwankung jedoch entgegengesetzt ist.

---

[1] Nach der Theorie nimmt die Amplitude zunächst mit der Höhe ab, bis jenes neutrale Niveau erreicht ist, in dem der Gang der Niederung sich verkehrt. In diesem Niveau — in unserem Falle zirka 2000 *m* — ist die Amplitude am kleinsten, nimmt aber dann mit wachsender Höhe wieder zu. Irkeschtam liegt zirka 800, Pamirski Post zirka 1600 *m* oberhalb des neutralen Niveaus.

[2] Auf Seite 50 wurde aus den beobachteten und berechneten Luftdruckwerten geschlossen, daß die positive Störung im Winter viel beträchtlicher ist als die negative im Sommer. Wenn man aber den Luftdruckgang in Abweichungen vom Jahresmittel darstellt, verteilt sich die Störung gleichmäßiger auf Winter und Sommer, da das berechnete Jahresmittel erheblich niedriger ist als das beobachtete.

Der Unterschied zwischen beobachtetem und berechnetem Luftdruckgang wäre übrigens noch viel größer, wenn wir den Luftdruckgang in 3640 *m* mit Benützung der tatsächlich in Pamirski Post beobachteten Temperaturen berechnet hätten. In Figur 6 ist dieser berechnete Gang durch die gestrichelte Linie dargestellt. Wir legen aber damit der Luftschichte unterhalb der Hochsteppe im Winter eine viel zu niedrige, im Winter eine zu hohe Mitteltemperatur bei. Ich erwähne diesen Umstand nur, um zu zeigen, daß bei Berechnung der Luftdruckstörungen auf der Hochsteppe sehr vorsichtig verfahren wurde. Unseren Betrachtungen wurde nur die strichpunktierte Kurve der Figur zugrunde gelegt, die nach Art ihrer Berechnung den Luftdruck über Irkeschtam in 3640 *m* Höhe sehr genau darstellen muß, bis auf eine in allen Jahreszeiten sehr geringfügige Isobarenkorrektion. Die Randgebirge verursachen den Druckunterschied und verhindern natürlich auch den Ausgleich durch Luftströmungen, die sich nur in den Durchbruchstälern entwickeln können.

Das neutrale Niveau, das heißt jene Höhe, in der der Jahresgang der Niederung sich verkehrt, ist nach den Beobachtungen in Khorog in einer Höhe von zirka 2500 *m* zu suchen. Aber Khorog ist eine Talstation mit enorm hoher Sommer- und relativ sehr niedriger Wintertemperatur. Wie die für 2000 *m* mit den Gebirgstemperaturen berechneten Luftdruckwerte beweisen, liegt im allgemeinen die neutrale Zone bereits bei zirka 2000 *m*. Die Amplitude wird nicht Null, sondern beträgt immerhin noch 4·7 *mm*. Charakteristisch ist aber für diese neutrale Zone ein Luftdruckgang mit doppelter Jahresperiode, ein Mischtypus zwischen Niederung und Höhe, in dem die Maxima und Minima sowohl der Niederung wie der Höhe in freilich sehr abgeschwächtem Betrage zum Ausdruck kommen. In Spuren ist diese doppelte Jahresperiode auch im beobachteten Gange von Khorog noch zu erkennen.

Täglicher Gang des Luftdruckes.

Das auf unserer Reise gewonnene Registriermaterial ist naturgemäß sehr wenig umfangreich, was durch die große Konstanz der Witterung und des Luftdruckganges soweit ausgeglichen wird, daß wenigstens der Unterschied des Luftdruckganges zwischen der Hochfläche Tuptschek und den Tälern in den Grundzügen hervortritt. Da nach Beendigung unserer Reise der Barograph von meinem Freunde Ch. Rahwing in Samarkand während einiger Monate in Tätigkeit gehalten wurde, konnte ich auch den Luftdruckgang in der Gebirgsrandzone zu einem orientierenden Vergleich benützen.

Tabelle 13.

Täglicher Gang des Luftdruckes.

Abweichung vom Tagesmittel.

Ort	Höhe	Mn.	2 a.	4 a.	6 a.	8 a.	10 a.	Mtg.	2 p.	4 p.	6 p.	8 p.	10 p.	Max.	Min.
Samarkand .	719 *m*	−0·04	−0·14	−0·21*	−0·07	+0·28	**+0·40**	+0·33	+0·04	−0·22	−0·24*	−0·15	**+0·08**	10 a.	5 p.
Surchobtal . .	1600 *m*	+0·13	+0·14	+0·27	+0·70	+0·95	**+1·11**	+0·53	−0·29	−0·97	−1·34*	−1·01	−0·29	10 a.	6 p.
Paschimgar .	2660 *m*	−0·06	−0·06	−0·06	+0·11	+0·86	**+0·99**	+0·29	−0·18	−0·74*	−0·74	−0·44	−0·23	9 a.	5 p.
Kulika	2822 *m*	−0·11	−0·12	−0·12	−0·07	+0·28	**+0·83**	+0·39	+0·08	−0·26	−0·37*	−0·29	−0·14	10 a.	7 p.
Tuptschek . .	3150 *m*	−0·16	−0·22	−0·27*	−0·19	+0·19	**+0·30**	+0·27	+0·19	+0·05	−0·01	−0·08	−0·09	10 a.	5 a.

Gleichung des täglichen Ganges.

Samarkand . . . . . $0{\cdot}135 \sin (325° + x) + 0{\cdot}251 \sin (143° + 2x)$

Paschimgar . . . . . $0{\cdot}604 \sin (334° + x) + 0{\cdot}388 \sin (144° + 2x)$

Kulika . . . . . $0{\cdot}364 \sin (309° + x) + 0{\cdot}238 \sin (133° + 2x)$

Tuptschek . . . . . $0{\cdot}244 \sin (260° + x) + 0{\cdot}110 \sin (142° + 2x)$.

Die Zahlenwerte der Tabelle sind für Samarkand aus 30 Tageskurven (Mai—Juni 1914), für das Surchobtal aus 3, Paschimgar (Chingobtal) aus 6, Kulika (Ob. Schaklisutal, 330 *m* tiefer als Tuptschek) aus 6, für Tuptschek aus 12 Tagen abgeleitet. Samarkand repräsentiert freie Lage in der Gebirgsrandzone, Surchobtal und Paschimgar typische Tallage zwischen

sehr hohen Gebirgen, letztere 3000 bis 3500 *m* höher als die Talsohle; Kulika ein Gebirgstal mit viel niedrigerer Gebirgsumrahmung; Tuptschek mit Rücksicht auf die geringe Ausdehnung der Hochsteppe freie Lage am Gebirgshange (nur bezüglich des Luftdruckes).

Die berechneten Gleichungen des täglichen Ganges zeigen eine mit Rücksicht auf die kleine Zahl von Beobachtungen überraschend gute Übereinstimmung bezüglich der Phasenwinkel der doppelten Tagesschwankung, während die Amplituden nicht befriedigen. Die geringe Zahl von Beobachtungen letztere dazu nicht gleichzeitig, gibt eine genügende Erklärung.

Die ganztägige Oszillation, die direkt in Beziehung zum täglichen Wärmegang steht, ist den orographischen Unterschieden entsprechend in den einzelnen Örtlichkeiten sehr verschieden. In der Ebene, am Fuße des Gebirges ist sie klein, so daß im komplexen Gange die Doppelwelle überwiegt, während letztere in den Gebirgstälern äußerlich nicht zum Ausdruck kommt, weil die ganztägige Schwankung mit mächtiger Amplitude zur Haupterscheinung wird. In den Tälern steht, wie bekannt, die Amplitude der ganztägigen Schwankung in keiner Beziehung zur Seehöhe der Talsohle, wohl aber in Beziehung zur Höhe der das Tal einschließenden Gebirgsketten. Je höher letztere, um so größer wird die Amplitude. Hierin ist auch begründet, daß im Hochtal des Schaklisu (Kulika) die Amplitude um vieles kleiner ist als im Surchob- und Chingobtal.

Sieht man vorerst von der Hochfläche Tuptschek ab, so zeigt der komplexe Gang das Hauptmaximum übereinstimmend um 9—10 a., das Hauptminimum um 5—7 p. Die Zerlegung in beide Komponenten zeigt aber, daß die Extreme, soweit ihre Lage durch die ganztägige Schwankung bedingt ist, sich mit zunehmender Höhe verspäten, eine in allen Gebirgen wohlbekannte Erscheinung.

Der komplexe Gang in Tuptschek erinnert an Gehänge- und mittelhohe Gipfelstationen der Alpen. Die Doppelschwankung ist äußerlich unmerklich, die Amplitude gegenüber dem Tale vermindert, das Maximum wenig, das Minimum so weit verschoben, daß das Hauptminimum auf die Morgenstunden, auf die Zeit stärkster Abkühlung fällt. Gehänge- und mittelhohe Gipfelstationen stellen einen Mischtypus zwischen Tal und Hochgipfel dar. Das Maximum tritt in Tuptschek wie in den Tälern, das Minimum wie auf Gipfelstationen ein. Die Gleichung des täglichen Ganges zeigt jedoch, daß das Maximum der ganztägigen Schwankung gegenüber den Tälern erheblich verspätet ist.

Außerordentlich bezeichnend für den ausschlaggebenden Einfluß der orographischen Verhältnisse ist der große Unterschied zwischen Tuptschek und dem Steppental bei Kulika, obwohl die Höhendifferenz nur 330 *m*, die horizontale Entfernung nur zirka 15 *km* beträgt. Dabei ist die Forderung nach möglichst gleichzeitigen Beobachtungen bei diesem Staationspaar noch am besten erfüllt. Mit dem kurzen Aufstieg aus dem Tal auf die Hochfläche ist eine Verminderung der Amplitude um ein Drittel und eine Phasenverschiebung von 49° verbunden; letztere bewirkt den großen, äußerlichen Unterschied im täglichen Gang beider Stationen.

Stellen wir die Elemente des täglichen Ganges übersichtlich zusammen, so ergibt sich:

Komplexer Gang des Luftdruckes.

	Samarkand	Paschimgar	Kulika	Tuptschek
Eintrittszeit des Maximums	10 a.	9 a.	10 a.	10 a.
» Minimums	5 p.	5 p.	7 p.	5 a.
Amplitude (Maximum und Minimum)	0·64	1·88	1·22	0·58

Ganztägige Schwankung.

Eintrittszeit des Maximums	8½ a.	8 a.	9½ a.	12½ p.
» » Minimums	2½ p.	2 p.	3½ p.	6 p.
Amplitude (Maximum und Minimum)	0·28	1·20	0·72	0·48

Betreffs des täglichen Luftdruckganges auf der Hochsteppe ist man auf die Terminbeobachtungen in Pamirski Post angewiesen; sie genügen, um den Unterschied zwischen einer ausgedehnten

Hochsteppe und einer wenig ausgedehnten, freien Hochfläche wie Tuptschek aufzudecken. Wir bilden um auch Tallage in den Vergleich einzubeziehen, Tagesmittel für Paschimgar, Tuptschek und Pamirski Post aus den Terminmitteln (Juli und August) und vergleichen die Abweichung der Terminmittel vom Tagesmittel.

Abweichung des Luftdruckes vom Tagesmittel.

	7 a.	1 p.	9 p.	Amplitude
Paschimgar	+ 0·34	0·00	− 0·23	0·57
Tuptschek	− 0·05	+ 0·20	− 0·15	0·35
Pamirski Post	+ 0·63	− 0·52	− 0·12	1·15

Auf der Hochsteppe ist, nach den Terminmitteln beurteilt, nicht nur die Amplitude von außerordentlicher Größe, sondern es weicht der tägliche Gang auch gänzlich von jenem auf der Tuptscheker Hochfläche ab; er zeigt die typischen Merkmale des Luftdruckganges in Talstationen und ist dem Luftdruckgange alpiner Talkesselstationen wie Klagenfurt oder Bozen sehr ähnlich. Das heißt: Die Hochsteppe, auf der der jährliche Gang des Luftdruckes in den wesentlichen Punkten wie auf einem Berggipfel vor sich geht (mit verminderter Amplitude), verhält sich gegenüber den Faktoren, die den täglichen Gang des Luftdruckes bestimmen wie ein Kessel, der ringsum von Gebirgen umgeben ist. Die thermische Druckschwankung, bewirkt durch die Temperaturänderungen in der Luftschichte zwischen dem Niveau der Hochsteppe und der Niederung, die sich im jährlichen Gange noch sehr stark geltend macht, beeinflußt den täglichen Luftdruckgang auf der Hochsteppe anscheinend gar nicht mehr.

Infolge der starken Erwärmung der Luft über der Hochsteppe (Hebung der Flächen gleichen Druckes, Abfließen der Luft gegen die Randgebirge) entsteht tagsüber ein Luftdruckminimum über der Hochfläche, während die Umkehr dieser Vorgänge nachts ein kräftiges Morgenmaximum erzeugt. Da die Hochsteppe auch im Winter größtenteils schneefrei und die Tagesschwankung der Temperatur sehr bedeutend ist, so ist die Tagesschwankung des Luftdruckes auch im Winter sehr ausgeprägt (Jänner 0·9 *mm*, April 0·7 *mm*, Juli 1·2 *mm*, September 1·4 *mm*), durchaus abhängig von der Tagesschwankung der Temperatur, die im April am kleinsten, im September am größten ist.

Die Randgebirge der Hochsteppe sind relativ nicht so hoch wie die Gebirge um Paschimgar im obersten Chingobtal. Die bedeutend größere Amplitude in Pamirski Post steht deshalb zu der früheren Bemerkung, daß die Amplitude der ganztägigen Oszillation in Tälern in Beziehung zur Höhe der Gebirgsketten über dem Tale steht, im Widerspruch. Dieser Widerspruch ist aber nur scheinbar. Die Hochsteppe ist ein weites Beckengebiet, das nur durch einige enge Durchbruchstäler mit den Luftgebieten jenseits der Randgebirge in Verbindung steht und deshalb durch die tägliche thermische Druckschwankung, durch das Schrumpfen und Schwellen der Luftmassen über der Niederung fast gar nicht beeinflußt wird, da ein halber Tag viel zu kurz ist, um durch die engen Täler den Druckausgleich zu bewirken. Ein normales Talbecken aber wie bei Paschimgar steht durch das breite Tal selbst mit den Luftmassen über der Niederung in offener Verbindung; das Schwellen der erwärmten Luftmasse über der Niederung müßte Druckanstieg im hintersten Talkessel bewirken, wenn hier nicht seinerseits seitlicher Luftabfluß gegen die Berge in entgegengesetztem Sinne wirken würde. Die Hochsteppe kommt dem Idealfalle eines allseits geschlossenen, weiten Beckens viel näher als ein normales Talbecken.

Interdiurne Veränderlichkeit des Luftdruckes.

Gelegentlich anderer, noch nicht abgeschlossener Untersuchungen habe ich die interdiurne Veränderlichkeit des Luftdruckes in Taschkent und Pamirski Post nach fünfjährigen, korrespondierenden Beobachtungen berechnet und dabei die Luftdruckwerte um 7 a. zugrunde gelegt. Die berechneten Werte geben an, um welchen Betrag sich der Luftdruck durchschnittlich innerhalb 24 Stunden ändert; sie sind deshalb auch ein Maß für Häufigkeit und Intensität aperiodischer Luftdruckschwankungen. Es werden nur Jahreszeitenmittel und die extremen Monatsmittel mitgeteilt.

Entsprechend der Häufigkeit von Depressionen ist die Veränderlichkeit des Luftdruckes am größten im Winter und Vorfrühling (März), am kleinsten im Sommer. Um die Werte beider Stationen untereinander vergleichbar zu machen, muß man die Werte für Pamirski Post im Verhältnis

des Luftdruckes in Taschkent zum Luftdruck auf der Hochsteppe vergrößern. Diese auf die Höhe von Taschkent reduzierten Werte sind in der dritten Zahlenreihe der Tabelle enthalten.

Interdiurne Veränderlichkeit des Luftdruckes.

Ort	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	März	Juli
Taschkent	**3·39**	2·87	1·48	2·57	2·58	3·79	1·17
Pamirski Post	**1·92**	1·68	0·97	1·27	1·46	2·21	0·85
„ , auf die Höhe von Taschkent reduziert	**2·84**	2·47	1·41	1·85	2·14	3·27	1·23

Für die Alpen (Sonnblick und Salzburg) hat Hann gefunden, daß die Veränderlichkeit des Luftdruckes mit der Höhe genau im Verhältnis des Luftdruckes selbst abnimmt. Wir finden hier jedoch, daß die Veränderlichkeit des Luftdruckes in einem rascheren Verhältnis abnimmt. (Quotient Luftdruck Taschkent durch Luftdruck Pamirski Post = 1·47, Quotient Veränderlichkeit Taschkent durch Veränderlichkeit Pamirski Post = 1·77). Das heißt, aperiodische Luftdruckschwankungen, wie sie durch den Vorübergang von Depressionen erzeugt werden, und damit Depressionen selbst sind auf der Hochsteppe viel seltener als in der Niederung, in der Gebirgsrandzone. Daß tatsächlich Depressionen die Hochsteppe seltener heimsuchen, zeigt sich besonders schön darin, daß im Sommer, dem in Turkestan Depressionen fast ganz fehlen, der reduzierte Wert der Veränderlichkeit für Pamirski Post mit dem Wert für Taschkent völlig übereinstimmt, im Juli sogar um ein geringes größer ist. Daß die geringere Häufigkeit von Zyklonen auf der Hochsteppe gegenüber Taschkent nicht durch die um 4° niedrigere Breite, sondern durch die Massenerhebung, durch das Gebirge selbst, bedingt ist, geht daraus hervor, daß in Aschabad, in gleicher Breite wie Pamirski Post, 225 *m* hoch, die Veränderlichkeit des Luftdruckes trotz des Breitenunterschiedes gleich groß ist wie in Taschkent (Aschabad Jahresmittel 2·78, Winter 3·68, Sommer 1·72, die Werte sogar größer wie in Taschkent, aber letzteres liegt um 250 *m* höher). Man muß den Schluß ziehen, daß die Depressionen dem Gebirge wenigstens im Winter ausweichen, wobei das winterliche Luftdruckmaximum auf der Hochsteppe vielleicht von Einfluß ist.

In den wesentlichen Zügen ist damit der Einfluß der Hochsteppe auf die Luftdruckverhältnisse klargestellt. Die ganze Erörterung hat insofern auch einigen praktischen Wert, als bisher alle Höhenbestimmungen im turkestanischen Gebirge sich auf Luftdruckbeobachtungen gründen. Daß aber barometrische Höhenbestimmungen in diesem Gebiete nur unter ganz bestimmten Voraussetzungen Resultate von hinreichender Genauigkeit liefern, soll im folgenden Abschnitt gezeigt werden.

13. Die barometrische Höhenmessung in zentralasiatischen Gebirgen; Berechnung der Höhen von Pamirski Post und Tuptschek.

Bei barometrischer Berechnung der Höhendifferenz zweier Örtlichkeiten wird gewöhnlich mangels genauerer Daten das arithmetrische Mittel aus den Temperaturbeobachtungen an den beiden Stationen als konstante Mitteltemperatur des ganzen, in Betracht kommenden Höhenintervalles eingeführt. Diese Methode gibt nur unter der Voraussetzung genaue Werte der Höhendifferenz, daß die längs der Bodenerhebung herrschenden Temperaturen mit den in gleicher Höhe der freien Atmosphäre herrschenden Temperaturen übereinstimmen. Ergibt die oben erwähnte rohe Mittelbildung aus zwei Ablesungen eine zu hohe Mitteltemperatur, so ergibt die Berechnung eine zu große, im umgekehrten Falle eine zu kleine Höhendifferenz.

In Gebirgen, in welchen die längs der Gebirgshänge beobachteten Temperaturen von jenen in gleicher Höhe der freien Atmosphäre stark abweichen, zeigen deshalb die für ein bestimmtes Stationspaar

berechneten Höhendifferenzen einen jährlichen und täglichen Gang. Da für das in Betracht stehende Gebirge besonders in dem Hochsteppengebiete sich bedeutende Temperaturunterschiede zwischen Bodenstationen und freier Atmosphäre ergeben haben, scheint mir eine Erörterung des jährlichen und täglichen Ganges der berechneten Höhenunterschiede um so mehr geboten, als in diesem Gebirge sich die Höhenmessung wohl noch geraume Zeit auf Luftdruckbeobachtungen stützen wird. Einerseits beleuchtet eine derartige Untersuchung die Genauigkeit der bisherigen Höhenbestimmungen, andrerseits orientiert sie den Reisenden über die Jahres-, beziehungsweise Tageszeit, in welcher Luftdruck- und Temperatur beobachtungen eine möglichst genaue Ableitung der Höhenunterschiede zulassen. Ich bedauere zum Beispiel sehr, daß ich diese orientierende Untersuchung nicht vor Antritt unserer Expedition zu meiner eigenen Information durchgeführt habe.

Jährlicher Gang der Höhendifferenz Taschkent—Pamirski Post.

Die Berechnung wurde nach der ausführlichen Formel von Rühlmann durchgeführt, mit den Monatsmitteln des Luftdruckes, der Temperatur und des Dampfdruckes beider Stationen; die Schwerekorrektion wurde für mittlere Pol- und Seehöhe beider Stationen eingeführt; nicht berücksichtigt ist die als verschwindend klein anzusehende Isobarenkorrektion.

Die Tabelle enthält neben den Höhendifferenzen auch die Mitteltemperaturen in zwei Angaben: Erstens das arithmetische Mittel der in beiden Stationen beobachteten Temperaturen (t_m), zweitens die nach einer früher erwähnten Umformung der Höhenformel berechnete sogenannte barometrische Mitteltemperatur (t_b), bei deren Berechnung der wahre Höhenunterschied beider Stationen natürlich als bekannt vorausgesetzt und nach den neuesten Angaben der russischen Jahrbücher zu 3162 *m* angenommen wurde. Das Verhältnis dieser barometrischen Mitteltemperatur zur wirklichen Mitteltemperatur der freien Atmosphäre im betrachteten Höhenintervall wurde bereits früher erörtert und spielt hier keine Rolle.

Tabelle 14.

Jährlicher Gang der Höhendifferenz (Δ h) Taschkent—Pamirski Post.

	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Δh	3046	3071	3146	3165	3188	3199	**3205**	**3207**	3183	3132	3067	3039*	3140
t_m	10·2	- 6·9	0·7	7·0	13·5	18·0	20·7	19·3	13·7	6·0	0·9	- 7·2	6·2
t_b	0·6	1·8	4·7	8·0	12·8	16·5	18·2	16·7	13·4	9·8	7·1	4·5	9·4
$t_m - t_b$	- 10·8	- 8·7	- 4·0	- 1·0	+ 0·7*	+ 1·5	+ 2·5	+ 2·6	+ 0·3*	- 3·8	- 8·0	- 11·7	- 3·2

Wie die Tabelle zeigt, geben die Monatsmittel des Luftdruckes mit den beobachteten Temperaturen Höhenunterschiede, die um 168 *m* voneinander abweichen, bei genauester Berechnung. Je größer die Differenz $t_m - t_b$ ist, um so größer ist die Abweichung einer Höhendifferenz vom Jahresmittel. Aber auch letzteres erlaubt keine genaue Berechnung des Höhenunterschiedes, da die barometrische Mitteltemperatur des Jahres um 3° höher ist als die beobachtete, so daß der mit den Jahresmitteln des Luftdruckes berechnete Höhenunterschied zu klein ausfällt.

Eine genauere Berechnung des Höhenunterschiedes aus Monatsmitteln erlauben nur jene Monate, in welchen die Differenz $t_m - t_b$ ein Minimum wird. Mai und September sind deshalb am günstigsten. Als mittlere Höhendifferenz erhält man aus diesen zwei Monaten $\Delta h = 3186\,m$, Höhe von Pamirski Post = 3664 *m*, um 24 *m* mehr als die Angabe der russischen Jahrbücher. Da aber die Differenz in diesen beiden Monaten positiv ist, ist Δh und damit auch h etwas zu groß. Eine Korrektion kann mit Hilfe des Aprilwertes durchgeführt werden. Im April ist die Differenz $t_m - t_b = -1{\cdot}0°$, die mittlere

Differenz im Mai und September $= +0{\cdot}5°$. Gibt man bei der Mittelbildung aus allen drei Monaten dem Aprilwert halbes Gewicht gegenüber dem Mittel aus Mai und September, so erhält man $\Delta h = 3179\ m$, $h = 3657\ m$, um 17 m mehr als die Angaben der russischen Jahrbücher, um 39 m mehr als der aus den Luftdruckjahresmitteln berechnete Wert.

Man sieht gleichzeitig, daß die Sommermonate Juli und August zwar zu große, aber doch noch weitaus bessere Werte geben als die Wintermonate. Bei Reisen auf der Hochsteppe erlauben also Sommerbeobachtungen eine weit genauere Berechnung der Seehöhe als Wintermonate. Dies gilt zunächst nur für Monatsmittel des Luftdruckes und der Temperatur, und die normalen, eintönig gleichmäßigen Verhältnisse der Hochsteppe berücksichtigend, angenähert auch noch für Tagesmittel. Bei Reisen in diesen Gebirgen ist man jedoch selten in der Lage, an einem einzigen Orte ganze Serien von Beobachtungen auszuführen. Meist hat man die Höhe eines Punktes nach einer einzigen Messung des Druckes und der Temperatur zu berechnen, weshalb die Untersuchung des täglichen Ganges berechneter Höhenunterschiede wichtiger ist.

Der tägliche Gang der Höhendifferenz Samarkand Pamirski Post.

Die Berechnung für die einzelnen Termine wurde in gleicher Weise durchgeführt wie für den Höhenunterschied Taschkent—Pamirski Post, nach fünf korrespondierenden Jahrgängen. Die Mitteltemperaturen t_m und t_p, habe ich nicht mehr in die Tabelle aufgenommen, sondern nur die Differenzen $t_m - t_p$, die allein von Bedeutung sind. Bezüglich des jährlichen Ganges, der sich leicht aus den Terminwerten konstruieren läßt, stimmt dieses Stationspaar mit Taschkent—Pamirski Post überein; die Monatsmittel April, Mai und September ergeben den wahrscheinlichsten Wert.

Tabelle 15.

Täglicher Gang der Höhendifferenz (Δ h) Samarkand—Pamirski Post.

		Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
	7 a.	2788	2803	2834	2893	2922	**2933**	**2936**	2924	2889	2848	2801	2762	2861
Δh	1 p.	2828	**2927**	2953	2991	3015	3026	3036	3036	3026	2987	**2921**	2888	2970
	9 p.	2820	2851	2877	2913	2922	**2932**	**2945**	2951	**2927**	2890	2829	2802	2888
Mitteltemperatur Samarkand Pamirski Post: Differenz der beobachteten und barometrisch berechneten Mitteltemperatur														
	7 a.	− 13·1	− 11·8	− 9·3	− 3·9	− 1·4	− **0·5**	− **0·4**	− 1·4	− 4·5	− 8·**2**	− 12·4	− 15·8	− 6·9
$t_m - t_p$	1 p.	− 2·6	− **0·3**	+ 2·0	+ 5·5	+ 7·6	+ 8·5	+ 9·4	+ 10·2	+ 8·8	+ 5·2	− **1·0**	− 3·8	+ 4·1
	9 p.	− 10·1	− 7·4	− 5·2	− 2·1	− 1·3	− **0·6**	− **0·5**	+ 1·2	− **0·4**	− 4·2	− 9·6	− 11·9	− 4·3

Bildet man das Mittel aus den 36 Terminwerten, ergibt sich $\Delta h = 2906\ m$, während die neuesten russischen Angaben 2921 m ergeben. Uns interessiert nur der tägliche Gang. Die Morgenbeobachtung — Hochsteppe zu kalt — ergibt die niedrigsten Werte für Δh, der Mittagstermin die höchsten. Der Abendtermin gibt Werte, die im Hochsommer mit den Morgenwerten nahezu übereinstimmen. Die Unterschiede zwischen den Terminwerten des gleichen Monats, der tägliche Gang, ist sehr bedeutend, von gleicher Größenordnung wie der jährliche Gang. Berücksichtigung der kältesten Stunde des Tages statt des Morgentermines würde den täglichen Unterschied besonders im Sommer vergrößern.

Bei Berücksichtigung der kältesten Tagesstunde würden die Hochsommermonate die größten täglichen Unterschiede liefern.

Der tägliche Gang der berechneten Höhenunterschiede wird ebenfalls durch die Temperaturunterschiede zwischen Hochsteppe und freier Atmosphäre in gleicher Höhe erklärt. Ist die Differenz $t_m - t_p$ negativ, erhält man einen zu kleinen Wert des Höhenunterschiedes; ist sie positiv, erhält

man einen zu großen Wert. Die Differenz ist im Winter morgens und abends groß und negativ, im Sommer mittags groß, aber positiv. Die Morgen- und Abendbeobachtungen geben durchschnittlich einen zu kleinen, die Mittagsbeobachtungen einen zu großen Höhenunterschied.

Täglicher Gang der Höhendifferenz (nach Terminen).

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Jänner	September—Oktober
97 *m*	103	102	132	109	40	138

Um zu konstatieren, welche Terminstunden in den einzelnen Monaten die Berechnung eines zuverlässigen Wertes gestatten, haben wir nur jene Stunden zu beachten, in welchen die Differenz $t_m - t_b$ ein Minimum wird. Die in Betracht kommenden Werte sind fett gedruckt. Die Mittagsbeobachtung liefert nur im Februar und November brauchbare Werte, im Sommer und Herbst, also in der Hauptreisezeit, unbrauchbar hohe Werte. Die Morgenbeobachtung gibt im Juni und Juli sehr gute, etwas zu kleine Werte, die Abendbeobachtung gibt im Juni und September etwas zu kleine, im Juli und August etwas zu große Werte.

Den wahrscheinlichsten Wert erhalten wir im Juli durch Kombinierung des Morgen- mit dem Abendtermin, da die geringe, negative Temperaturdifferenz morgens durch die kleine positive Differenz abends gerade kompensiert wird. Das Mittel aus beiden Terminen ergibt $\Delta h = 2940\ m$. Da die Höhe der Beobachtungsstation in Samarkand mit 719 *m* angegeben wird, ergibt sich für Pamirski Post $h = 3659\ m$, bis auf 2 *m* mit dem Wert übereinstimmend, den wir nach Taschkent als den wahrscheinlichsten berechnet haben (3657 *m*).[1]

Im August ergibt die Kombinierung des Morgen- mit dem Abendtermin für Pamirski Post $h = 3656\ m$.

Es ergibt sich, daß gerade Sommerbeobachtungen im turkestanischen Gebirge eine sehr gute Grundlage für barometrische Höhenbestimmungen bilden, wenn die Beobachtungen zur Zeit des Morgen- oder Abendtermines gemacht werden, während Beobachtungen in den heißen Tagesstunden viel zu hohe Werte liefern; der Fehler kann mittags über 3% des Höhenintervalles betragen. Eine einzige Morgenbeobachtung liefert im Sommer den Höhenunterschied gegenüber einer Station der Gebirgsrandzone viel genauer, als noch so zahlreiche Mittagsbeobachtungen, während im September zum Beispiel Abendbeobachtungen den besten Wert liefern. Die Tabelle der Temperaturdifferenzen orientiert jeden, der die Pamirgebiete bereisen will, sofort darüber, in welcher Tagesstunde eines Monats er Luftdruck- und Temperaturbeobachtungen vornehmen soll, um eine verläßliche Grundlage für nachträgliche Höhenberechnungen zu erhalten.

Weiters sehen wir, daß es nichts Überraschendes hat, wenn die Höhenangaben der Reisenden in diesem Gebirge voneinander stark abweichen, selbst wenn die Beobachtungen mit großer Genauigkeit ausgeführt worden sind. Außerordentlich bedauerlich ist es aber auf jeden Fall, daß Pamirski Post und Irkeschtam seit geraumer Zeit den Luftdruck gar nicht mehr oder nicht genügend verläßlich beobachten. Die Ergebnisse der barometrischen Höhenmessung bei Reisen in diesem Gebirge würden um vieles besser sein, wenn man die Berechnung für große Höhe nach einer der genannten Stationen statt nach einer Station der Niederung durchführen könnte.

Die Angaben über die günstigste Jahres- und Tageszeit gelten zunächst nur für Gebiete, in welchen der jährliche und tägliche Gang der Temperatur jenem auf der Hochsteppe ähnlich ist. In den großen Tälern werden sich deshalb die gleichen Monate und Tagesstunden als die günstigsten erweisen und nur bei Messungen in freier Gebirgslage, besonders auf Berggipfeln, wird man weniger vorsichtig vorgehen können und unabhängiger von Jahres- und Tageszeit sein, weil für freie Lage die beobachteten Temperaturen von jenen in der freien Atmosphäre in gleicher Höhe nur unerheblich abweichen.

[1] Die Angabe der russischen Jahrbücher (3640 *m*, mit Fragezeichen versehen) scheint demnach um 15 bis 20 *m* zu niedrig zu sein; frühere Angaben lauteten auf 3612 *m*, offenbar nach den Jahresmitteln von Druck und Temperatur berechnet und damit bedeutend zu niedrig. Für die meteorologischen Betrachtungen, für welche eine genauere Kenntnis der Seehöhe nicht ins Gewicht fällt, habe ich immer die offizielle russische Angabe verwendet.

Die Berechnung der Höhe von Tuptschek.

Da in dem ganzen Gebirge nur die Höhe von Pamirski Post, Irkeschtam und Khorog durch langdauernde Luftdruckbeobachtungen einigermaßen sicher ermittelt wurde, ist es nicht überflüssig, die Höhe eines weiteren Punktes verläßlich zu bestimmen.

Auf der Hochfläche von Tuptschek habe ich die Aufzeichnungen eines Barographen durch tägliche Siedepunktsbestimmungen kontrolliert und die Werte des Luftdruckes und der Temperatur für die drei Terminstunden (7 a., 1 p., 9 p.) den kontrollierten Registrierungen entnommen. Die Beobachtungen beziehen sich auf die Zeit zwischen 20. Juli und 7. August 1913, also auf eine Zeit, in der die Kombination des Morgentermins mit der Abendablesung den verläßlichsten Wert der Höhe ergibt. Der Temperaturgang entspricht in den wesentlichen Punkten jenem in Pamirski Post. Die Beobachtungen beziehen sich auf das als Tuptschek II bezeichnete Standquartier; es liegt dort, wo der vom Schaklisutal und vom Paß Gardanikaftar kommende, in das Muksutal führende Weg nach Passierung der Wasserscheide die Vorlandmoränen des Borolmasgletschers schneidet. Zwischen den ersten Moränenwällen befindet sich auf ebenem Plan eine Quelle „Said Suak" und neben dieser Quelle befand sich das Lager.

Von 40 Beobachtungen entfallen 12 auf den Morgentermin, 13 auf Mittag, 15 auf den Abendtermin. Die Berechnung wurde nach gleichzeitigen Luftdruckbeobachtungen in Andischan 507 *m* durchgeführt unter Benützung der Temperaturen von Margelan (Skobelew).

Die Terminbeobachtungen dieser Stationen hat mir das russische Zentralobservatorium noch vor Kriegsausbruch zur Verfügung gestellt.

Höhendifferenz Andischan—Tuptschek II.

	7 a.	1 p.	9 p.
Maximum	2702 *m*	2761	2633
Minimum	2635	2717	2596
Mittel	**2665**	2738	**2619**
mittlere Abweichung	27·5	9·5	23·4

Die Unterschiede der Terminmittel (119 *m*) sind sehr bedeutend. Infolge der großen Gleichförmigkeit der Mittagstemperaturen ist die mittlere Abweichung der Einzelwerte vom Mittelwert mittags am kleinsten. Trotzdem müssen wir nach den Ergebnissen, die Samarkand—Pamirski Post geliefert haben, den Mittagswert als viel zu hoch ausschalten, während das Mittel aus dem Morgen- und Abendwert (27 Einzelbeobachtungen) den wahrscheinlichsten Wert liefert. Der Höhenunterschied ergibt sich somit zu 2642 *m* und es wird damit für Tuptschek II $h = 3149 \pm 4$ *m*.

14. Dampfdruck und relative Feuchtigkeit.

Dampfdruck.

In einer früheren Untersuchung habe ich für 14 Stationen den Dampfdruck aus Temperatur und relativer Feuchtigkeit abgeleitet, ohne Diskussion in meteorologischer Beziehung. Ich habe nunmehr für einige charakteristische Stationen die Dampfdruckbeobachtungen selbst berechnet und gefunden, daß sich einige für die Hochsteppe immerhin bemerkenswerte Erscheinungen feststellen, beziehungsweise berechnen lassen. Die neuberechneten Werte und die aus Dampfdruck und Luftdruck abgeleiteten Werte der spezifischen Feuchtigkeit sind in nachstehender Tabelle vereinigt.

Da die Änderung des Dampfdruckes im Laufe des Jahres in direkter Beziehung zum jährlichen Temperaturgang steht, ist über den jährlichen Gang des Dampfdruckes nichts zu bemerken. Die Beträge sind niedrig, die jährliche Schwankung groß, wie es in einem so kontinentalen Gebiete zu erwarten ist.

Beachtenswert ist jedoch die Zunahme des Dampfdruckes und der spezifischen Feuchtigkeit von der Steppenzone gegen die Gebirgsrandzone, trotz zunehmender Höhe und — den Winter ausgenommen — abnehmender Temperatur. Die Luft ist in der niederschlagsreichen Randzone des Gebirges wesentlich feuchter als in der Wüste und Steppe. Daß die ausgedehnte künstliche Bewässerung der Randzone dabei nicht von Einfluß ist, sondern nur der Niederschlag, erkennt man daran, daß im überall regenlosen Hochsommer in der Wüste die Feuchtigkeit größer wird als in Taschkent, was mit Rücksicht auf die niedrigere Lage in allen Monaten Regel sein sollte.

Tabelle 16.

Jährlicher Gang des Dampfdruckes (e).

Ort	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Petro Alexandrowsk	2·6*	3·3	4·9	6·6	9·7	10·7	**13·1**	11·4	7·5	5·6	4·7	3·9	7·0
Taschkent	3·2*	3·9	6·0	7·6	10·2	11·4	**12·4**	11·0	8·6	6·3	5·4	4·2	7·5
Margelan	3·2*	4·0	5·9	7·6	10·9	11·9	**13·2**	11·8	9·2	6·2	5·1	3·8	7·7
Khorog	—	—	—	3·5	5·4	6·2	**6·8**	6·5	5·3	4·1	—	—	—
Pamirski Post	0·8	0·9	1·6	2·1	3·3	4·0	**4·7**	**4·7**	3·1	2·1	1·4	0·7*	2·5
Spezifische Feuchtigkeit ($s = 0{\cdot}623\ \frac{e}{b}$.													
Petro Alexandrowsk.....	2·1*	2·7	4·0	5·4	8·0	8·9	**10·9**	9 5	6·2	4·6	3·9	3·2	5·8
Taschkent	2·7*	3·4	5·2	6·5	8·7	9·9	**10·6**	9·3	7·5	5·4	4·6	3·6	6·5
Pamirski Post	1·0*	1·2	2·0	2·7	4·3	5.0	**5·9**	**5·9**	3·9	2·6	1·8	1·0*	3·1

(Petro Alexandrowsk 3 Jahre, auf Periode 1895—1901 reduziert; Taschkent 1895—1901; Margelan 1894—1902; Pamirski Post 1895—1901; Khorog 3 Jahre [unvollständig.])

Auf der Hochsteppe erreicht der Dampfdruck nur mehr ein Drittel der in der Niederung beobachteten Werte. Drücken wir den Dampfdruck in Pamirski Post in Prozenten des in der Steppen-, beziehungsweise Gebirgsrandzone gemessenen Wertes aus, so erhalten wir folgende Übersicht:

Dampfdruck in Pamirski Post (% des Dampfdruckes in der Niederung).

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Nach Petro Alexandrowsk	26	33	38	36	33
» Taschkent.....	22	29	39	32	31
Sonnblick (nach Salzburg)	34	35	39	38	37

Gegenüber der Steppenzone ist die Abnahme des Dampfdruckes weniger rasch als gegenüber der feuchteren Gebirgsrandzone. Die Abnnahme des Dampfdruckes mit der Höhe entspricht ungefähr der Abnahme in den Alpen (Sonnblick 3106 *m* gegenüber Salzburg 430 *m*), wenigstens im Jahresmittel. Aber in den Alpen unterliegt die Abnahme des Dampfdruckes mit der Höhe viel geringeren jahreszeitlichen Schwankungen als in Turkestan, ein Gegensatz, der zu einer nicht unwesentlichen Folgerung führt.

Um einen möglicherweise vorhandenen charakteristischen Einfluß der Hochsteppe auch auf die Feuchtigkeitsverhältnisse feststellen zu können, habe ich auf Grund der Beobachtungen in Petro Alexandrowsk und Taschkent den Dampfdruck in 3640 *m* Höhe nach der bekannten Formel von Hann

berechnet[1], die in den Gebirgen der verschiedensten Klimagebiete eine ausgezeichnete Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Berechnung gibt. Eine Untersuchung, ob sie auch den eigentümlichen Verhältnissen einer Hochsteppe in einem so trockenen Klimagebiete gerecht wird, ist an sich von Interesse. Ich habe den Dampfdruck auf der Hochsteppe auch nach Süring's für die freie Atmosphäre gültiger Formel berechnet und in die Tabelle aufgenommen.

Dampfdruck in 3640 *m*.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Beobachtet	0·8	2·3	4·5	2·2	2·46
Mit Hann's Formel nach Taschkent berechnet	1·3	2·6	3·8	2·2	2·47
Mit Hann's Formel nach Petro Alexandrowsk berechnet	1·0	2·0	3·4	1·7	2·01
Mit Süring's Formel nach Taschkent berechnet	0·9	2·0	2·9	1·7	1·87

Im Jahresmittel läßt die Übereinstimmung zwischen dem beobachteten und dem nach Taschkent berechneten Werte nichts zu wünschen übrig. Aber in den extremen Jahreszeiten sind beträchtliche und systematische Abweichungen vorhanden. Im Winter ist der Dampfdruck auf der Hochsteppe kleiner, im Sommer größer als es der normalen Dampfdruckabnahme in anderen Gebirgen entspricht.

Hält man die Steppenstation Petro Alexandrowsk als Vergleichsstation für günstiger als die Taschkenter Oase, so wird die Übereinstimmung im Winter zwar besser, aber der Unterschied im Sommer wird noch größer. Eine abermalige Vergrößerung der Differenz zwischen Beobachtung und Berechnung erhält man durch Anwendung der Formel für die Dampfdruckabnahme in der freien Atmosphäre[2]. Es ergibt sich: Auf der Hochsteppe ist der Feuchtigkeitsgehalt der Luft im Winter kleiner als im Gebirge und stimmt mit dem für die freie Atmosphäre berechneten Betrag überein. Im Sommer hingegen ist die Luft auf der Hochsteppe viel feuchter als in der freien Atmosphäre und feuchter als eine normale Gebirgsstation gleicher Höhe.

Auf die kleine, winterliche Differenz, die wohl in der abnorm niedrigen Wintertemperatur der Hochsteppe ihre Erklärung findet, ist kein großes Gewicht zu legen. Die große Differenz im Sommer aber zeigt, daß eine ausgedehnte »Heizfläche« zugleich auch eine Fläche verstärkter Verdampfung ist. Woher dabei der Wasserdampf kommt, daß ist eine Frage, die wir auch bei meerfernen Steppen und Wüsten der Niederung noch nicht genügend beantworten können. So trocken also auch das Klima der Hochsteppe ist und so lebhaft gefärbt die Berichte vieler Reisenden über die Wirkungen der großen Trockenheit sind — im Verhältnis zur Höhenlage und zum Dampfgehalt der Luft in der Niederung ist die Hochsteppe im Sommer feuchter als nach der Dampfdruckabnahme mit der Höhe in anderen Gebirgen zu erwarten war.

---

[1] Formel von Hann: $e_h = e_o\, 10^{-\frac{h}{6500}}$; Formel von Süring für die freie Atmosphäre: $e_h = e_o\, 10^{-\frac{h}{6}\left(1+\frac{h}{20}\right)}$.

[2] Die mehrfach ausgesprochene Vermutung, die Dampfdruckabnahme im Gebirge (Formel von Hann) weiche deshalb so stark von jener in der freien Atmosphäre ab, weil die den Berechnungen von Süring zugrunde liegenden Ballonbeobachtungen sich der Mehrzahl nach auf Schönwettergebiete beziehen, wird durch die Verhältnisse in Turkestan nicht bestätigt. Hier hat man einen regenlosen und fast wolkenlosen Sommer; trotzdem ist der Dampfdruck auf der Hochsteppe nicht nur größer als der nach Süring's, sondern sogar größer als der nach Hann's Formel berechnete Wert.

Da man den Dampfdruck auf der Hochsteppe nicht direkt mit dem Dampfdruck an einer frei gelegenen Gebirgsstation vergleichen kann, weil in Irkeschtam der Dampfdruck nicht beobachtet wurde, bleibt man im Zweifel, ob der im Sommer zu hohe Feuchtigkeitsgehalt eine Wirkung der Hochfläche selbst oder ob er durch Zufluß feuchterer Luft in dieser Höhe überhaupt erzeugt ist. Eine in dieser Beziehung nicht unwesentliche Folgerung ergibt sich trotz der geringen Zahl von Beobachtungen aus unseren Expeditionsmessungen.[1]

Ist die Erhöhung des Dampfgehaltes im Sommer ein Effekt der Hochsteppe selbst, so muß durch eine Verringerung der Verdampfungsfläche der Dampfdruck vermindert werden; er muß also auf der Hochfläche von Tuptschek ihres geringeren Umfanges wegen kleiner sein als in Pamirski Post, im Steppental bei Kulika kleiner als in Tuptschek.

Dampfdruck Juli—August.

	morgens	mittags	abends	Mittel
Pamirski Post (Monatsmittel)	4·9	5·0	4·3	4·7
Tuptschek (10 Tage).....	4·5	3·8	4·1	4·1
Kulika (9 Tage).....	(2·8)	0·9	(3·2)	2·3

Ohne daß wir die niedrigeren Stationen auf die Höhe von Pamirski Post reduziert hätten, was in ersteren den Dampfdruck noch weiter erniedrigen würde, ergibt sich die vermutete Beziehung. In Anbetracht der niedrigeren Lage ist der Dampfdruck in Tuptschek viel niedriger als in Pamirski Post und wenn wir Tuptschek mit Kulika vergleichen, so ergibt sich der Einfluß der Ausdehnung der Verdampfungsfläche noch deutlicher, wobei bemerkt werden muß, daß Kulika niedriger liegt als Tuptschek und höhere Mittagstemperaturen hat. Wir finden also eine wesentliche Stütze für die Annahme, daß der höhere Dampfgehalt der Hochsteppe im Sommer ein Effekt der Hochsteppe selbst ist.

Bei Behandlung der Dampfdruckabnahme mit der Höhe in einem so niederschlagsarmen Klimagebiet drängt sich noch eine andere Frage auf. Im Sommer ist die turkestanische Niederung zweifellos der Schauplatz sehr ausgebreiteter konvektiver Vorgänge, die im Laufe der Sommermonate Erwärmung bis in große Höhen tragen, ohne daß es dabei zur Niederschlagsbildung kommt. Man kann fragen, ob man im Sommer, bei vorherrschendem Südwestwind, auf der Hochsteppe Luft findet, die aus der Niederung stammt. Da Kondensationsvorgänge so gut wie keine Rolle spielen, kann man die Frage durch Betrachtung der spezifischen Feuchtigkeit lösen. Stammt im Sommer die Luft aus der Niederung, so muß die spezifische Feuchtigkeit auf der Hochsteppe annähernd gleich groß gefunden werden wie in der Niederung, wobei in der Niederung auch noch die Monate vorher in Betracht zu ziehen sind.

Die Tabelle (S. 217) zeigt, daß davon wohl nicht die Rede sein kann. Die spezifische Feuchtigkeit ist in der Niederung in allen Monaten viel größer wie auf der Hochsteppe. Die spezifische Feuchtigkeit, die wir im Juli auf der Hochsteppe finden, tritt in der Niederung bereits im April ein. Da April und Mai in der Niederung noch Regenmonate sind, versagt die spezifische Feuchtigkeit als Kriterium. Aber auch davon abgesehen, spricht nichts dafür, daß durch die konvektiven Vorgänge Luftmassen aus der Niederung bis in das Hochsteppengebiet transportiert werden.

Die Abnahme der spezifischen Feuchtigkeit mit der Höhe weist aber dessenungeachtet in den turkestanischen Gebirgen einige Unterschiede gegenüber den Verhältnissen in den Alpen auf.

---

[1] Die Messungen erfolgten mit Aßmann's Psychrometer, müssen also trotz ihres extremen Ergebnisses als verläßlich betrachtet werden.

Abnahme der spezifischen Feuchtigkeit s mit der Höhe.

(Verhältnis des Dampfgehaltes der Höhe zu jenem der Niederung $\left(\frac{sh}{so}\right)$.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Maximum	Minimum
Pamirski Post - Alexandrowsk	0·41	0·51	0·57	0·55	0·51	0·63	0·31
Pamirski Post - Taschkent	0·33	0·43	0·57	0·46	0·46	0·63	0·28
Alpen (Sonnblick-Salzburg)	0·50	0·49	0·54	0·49	0·50	0·55	0·44

Da Pamirski Post wesentlich höher als der Sonnblick liegt, ist die Abnahme der spezifischen Feuchtigkeit in Turkestan im Jahresdurchschnitt langsamer als in den Alpen — eine Folge der seltenen Kondensationsvorgänge. Während ferner der Betrag des Quotienten $\frac{sh}{so}$ in den Alpen im Laufe des Jahres sich nur wenig ändert (extreme Monate, Differenz 11 Prozent), sind in Turkestan die jahreszeitlichen Unterschiede sehr ausgesprochen (32, beziehungsweise 35 Prozent, also dreimal so groß wie in den Alpen). Dabei ist in Turkestan die Feuchtigkeitsabnahme mit der Höhe im Winter rascher, im Sommer langsamer wie in den Alpen. Im Winter, der Regenzeit Turkestans liegt die Hochsteppe über der Region der Niederschläge und bleibt selbst ohne Niederschläge — rasche Abnahme der Feuchtigkeit mit der Höhe —, während im Sommer das ganze Gebiet niederschlagslos ist[1] (langsame Abnahme der Feuchtigkeit). In den Alpen hingegen fällt Niederschlag in allen Jahreszeiten und die Hauptzone des Niederschlags liegt immer unterhalb Sonnblickhöhe, weshalb die Abnahme der Feuchtigkeit mit der Höhe durchschnittlich rascher und in allen Monaten viel gleichmäßiger ist.

Die geringere Häufigkeit von Kondensationsvorgängen, die ja eine rasche Abnahme der spezifischen Feuchtigkeit mit der Höhe bedingen, zeigt sich in Turkestan auch dadurch, daß auf der Hochsteppe noch die Hälfte des in der Niederung vorhandenen Wasserdampfes vorhanden ist, während Süring für das gleiche Höhenintervall in der freien Atmosphäre (Mitteleuropa) eine Abnahme um zwei Drittel gefunden hat.

Der tägliche Gang des Dampfdruckes auf der Hochsteppe, so weit man ihn nach Terminmitteln beobachten kann, bietet einiges Interesse.

Täglicher Gang des Dampfdruckes.

	Taschkent			Pamirski Post		
	7 a.	1 p.	9 p.	7 a.	1 p.	9 p.
Jänner	2·8	**3·5**	3·1	0·6	**1·1**	0·8
April	7·1	7·6	**7·8**	**2·2**	2·2	2·0
Juli	**13·1**	12·7	12·0	**5·0**	4·8	4·3
Oktober	5·9	**7·0**	6·4	1·8	**2·6**	1·9

Der tägliche Gang des Dampfdruckes auf der Hochsteppe stimmt völlig mit jenem in der Niederung überein; die Hochsteppe zeigt nicht die geringste Annäherung an den Gang, den man auf Berggipfeln und im Berggehänge beobachtet. Im Winter und Herbst steigt der Dampfdruck tagsüber mit der Temperatur, die Verdampfung kommt der Temperatursteigerung nach, während im

[1] Die Hochsteppe hat zwar Sommerregen, aber sie sind so geringfügig, daß sie bei derartigen Betrachtungen nicht zu berücksichtigen sind.

Sommer das Maximum des Dampfdruckes morgens eintritt. Die feuchte Luft wird konvektiv in die Höhe befördert, trockenere Luft sinkt herab und die Verdunstung von der Unterlage her genügt nicht, um den Dampfgehalt des Morgens aufrecht zu erhalten.

Relative Feuchtigkeit.

Tabelle 17.

	Petro Alexandrowsk				Taschkent				Osch				Pamirski Post			
	7 a.	1 p.	9 p.	M.	7 a.	1 p.	9 p.	M.	7 a.	1 p.	9 p.	M.	7 a.	1 p.	9 p.	M.
Jänner	86	55	83	75	84	64	86	76	79	55	79	71	74	49	62	62
Februar	85	58	78	74	78	58	79	72	79	52	82	71	75	47	60	61
März	80	52	71	68	79	56	79	71	80	59	83	74	71	40	52	54
April	63	41	57	54	71	48	75	65	74	55	79	66	59	39	51	50
Mai	56	35	50	47	64	42	69	58	59	44	69	57	58	37	53	49
Juni	54	33	50	46	58	35	56	50	54	40	62	52	54	33	47	45
Juli	57	35	52	48	58	32	50	47	47	34	60	47	52	32	44	43
August	59	31	54	48	61	34	54	50	49	31	63	48	52	33	42	42
September	61	34	57	51	65	34	61	53	53	31	66	50	53	31	40	41
Oktober	71	40	65	59	72	39	70	60	60	40	73	58	58	40	49	49
November	81	56	73	70	82	60	86	76	78	56	83	72	66	42	55	54
Dezember	85	68	78	77	81	62	86	76	78	58	84	73	67	46	59	57
Jahr	70	45	64	60	71	47	71	63	73	46	74	64	62	39	51	51

Petro Alexandrowsk 5 Jahre; Taschkent und Pamirski Post 6 Jahre; Osch 3 Jahre.

Ich habe in die Tabelle die Mittelwerte von nur vier Stationen aufgenommen, die charakteristisch für die Steppenzone, Gebirgsrandzone in 500 und 1000 *m* Höhe und für die Hochsteppe sind. Sieht man von der Hochsteppe ab, so trifft man in der Niederung überall sehr gleichmäßige Verhältnisse. Die Jahresmittel liegen zwischen 60 und 65 Prozent und selbst in den einzelnen Monaten sind die Unterschiede zwischen dem ringsum von Wüsten umgebenen Petro Alexandrowsk und der reich bewässerten Oase Taschkent am Fuße des Gebirges auffallend gering. Hingegen besteht zwischen den Wüsten West- und Ostturkestans ein großer Gegensatz. Von der Depression Luktschun (— 17 *m*) in Ostturkestan liegen zweijährige Beobachtungen vor, die Woeikof bearbeitet hat (Met. Z. 1900, Klima von Luktschun, Zentralasien).

Relative Feuchtigkeit (Juli—August).

	7 a	1 p	9 p	M
Luktschun	43	19	30	31
Petro Alexandrowsk	58	33	53	48

Die Luft über den Wüsten Ostturkestans ist wesentlich trockener als über den westturkestanischen Wüsten, offenbar eine Folge der Gebirge, die in Ostturkestan vom Meere stammenden Luftströmmungen allseits den Zutritt in tiefere Niveaus verwehren. Bis zu einem gewissen Grade erfreuen sich eines ähnlichen Schutzes auch einige Gebiete Westturkestans, so die im Gebirge liegenden großen Täler wie das des Surchob und oberen Amudarja (Pändsch, Station

Khorog); sogar unsere Messungen in Mittelbuchara weisen darauf hin, daß trotz der im Süden niedrigen Bergumrahmung die relative Feuchtigkeit durchschnittlich geringer ist als in den frei gelegenen Gebieten der Gebigsrandzone.

		Juni			Juli—August		
		7 a.	1 p.	9 p.	7 a.	1 p.	9 p.
Gebirgsrand, offene Lage	Taschkent	58	35	56	59	33	52
	Scharschaus	56	33	43	—	—	—
Zentrale Täler	Mittelbuchara, Surchobtal	43	17	32	—	—	—
	Khorog am Pändsch (2 Jahre)	53	26	34	41	24	29

Die Messungen in der offenen Talebene von Scharschaus stimmen ganz mit den Juniwerten für Taschkent überein, so daß man berechtigt ist, in den viel niedrigeren Werten der zentralen Täler eine Wirkung des Gebirges zu sehen.

Ein ähnlicher Einfluß der Lage macht sich auch auf der gebirgsumschlossenen Hochsteppe geltend. In Pamirski Post ist die relative Feuchtigkeit in allen Monaten und zu jeder Tageszeit kleiner als in der Niederung, worin man nicht lediglich einen Einfluß der größeren Höhe sehen darf.

In den Gebirgen äußert zunehmende Höhe ihre Wirkung im allgemeinen derart, daß in der Höhe die relative Feuchtigkeit im Winter kleiner, im Sommer größer ist als in der Niederung. Osch, in 1000 *m* Höhe am Gebirgsrande, läßt diesen Einfluß der Höhe noch erkennen, ist im Winter trockener, im Sommer feuchter als Taschkent. Pamirski Post zeigt davon nur mehr eine schwache Spur dadurch, daß es im Jänner um 14 Prozent, im Juli nur um 4 Prozent trockener ist als Taschkent. Der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit ist auf der Hochsteppe der gleiche wie in der Niederung, im Gegensatze zu den Alpengipfeln. Daß der Sommer die sogenannte Regenzeit der Hochsteppe ist, darauf weist im Gange der relativen Feuchtigkeit nicht das geringste hin. Die Kondensation geht ja auch erst hoch über der Hochsteppe vor sich (s. Absch. 16), während große konvektive Luftströmungen, die die relative Feuchtigkeit im Sommer gegenüber der Niederung erhöhen müßten, durch die Randgebirge abgehalten werden, was durch die lokal verstärkte Verdampfung auf der Hochsteppe nicht ausgeglichen wird.

Auf der Tuptscheker Hochfläche und im Steppental bei Kulika haben wir im Juli—August die relative Feuchtigkeit noch niedriger gefunden als in Pamirski Post, was nach dem höheren Dampfdruck auf der Hochsteppe zu erwarten war.

Relative Feuchtigkeit Juli—August.

	7 a.	1 p.	9 p.
Pamirski Post	52	32	42
Tuptschek	43	18	43
Kulika	(32)	12	(34)

In Tuptschek, besonders aber in Kulika ist die relative Feuchtigkeit bereits so gering wie in den ostturkestanischen Wüsten, bezeichnend für den Einfluß, den die Lage in den inneren Gebirgstälern ausübt und der uns in freilich nicht so auffälligem Grade auch in zentralen Alpentälern (oberes Rhonetal, Vintschgau etc.) entgegentritt.

Über den täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit ist nichts zu sagen, da die Hochsteppe sich wie die Niederung verhält, mit etwas größerem Unterschiede der Werte für 7 a. und 1 p. Im

Gehänge der Berge und bei Gipfelersteigungen abseits der Hochsteppe habe ich hingegen wiederholt beobachtet, daß in freier Gebirgslage der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit ebenso wie in den Alpen dem Gange in der Niederung, in den Tälern und auf der Hochsteppe entgegengesetzt ist, mit dem Minimum morgens, Anstieg tagsüber als Folge der konvektiven Vorgänge über den Tälern und der Hochsteppe.

Von einigem Interesse sind die niedrigsten Werte der relativen Feuchtigkeit, die wir nur nach den veröffentlichen Terminwerten beurteilen können, wobei wir uns auf den Vergleich zwischen Taschkent und Pamirski Post und auf die fünf Jahrgänge 1897—1901 beschränken.

Mittlere Minima der relativen Feuchtigkeit.

	Jänner	April	Juli	Oktober	Jahr	Absolutes Minimum
Taschkent	36	21	22	26	17	13
Pamirski Post	31	20	15	18	13	9

Die Unterschiede zwischen Hochsteppe und Gebirgsrandzone sind sehr unbedeutend und wenn wir statt Taschkent eine Station der Steppen-Wüstenzone mit der Hochsteppe vergleichen würden, so würden die Unterschiede wohl ganz verschwinden. Doch wurden auch in hohen Lagen des Gebirges wiederholt kleinere Werte der relativen Feuchtigkeit beobachtet wie in Pamirski Post. Olufsen hat auf der Hochsteppe im Sommer 1918 Minima von 2—5 Prozent beobachtet und ich selbst habe im Steppental von Kulika an fünf aufeinanderfolgenden Tagen im August mittags zweimal 2 Prozent und nie mehr als 6 Prozent gemessen — ein Beweis, daß derart niedrige Feuchtigkeit im Gebirge gewiß nicht als Ausnahme betrachtet werden kann. Trotz hoher Temperatur ist mittags, wenn im Spiel der Konvektion die Luft der freien Atmosphäre herabsinkt, die Luft fast ohne Wasserdampf.[1]

Charakteristischer als die Minima der relativen Feuchtigkeit ist für die Hochsteppe die außerordentliche Seltenheit von Sättigung mit Wasserdampf, trotz der Höhe, auch im Winter. In fünf Jahren wurde in Pamirski Post nur zweimal 100 Prozent notiert, während in Taschkent im gleichen Zeitraum mit Ausnahme des Juli und August in jedem Beobachtungsmonat — meist nicht nur einmal — Sättigung beobachtet wurde. Trotz der starken nächtlichen Abkühlung ist morgens auf der Hochsteppe die Luft bei weitem nicht mit Wasserdampf gesättigt, so daß auch die Bildung von Bodennebel auf der Hochsteppe nicht möglich ist, während in Taschkent Morgennebel häufig eintritt. Tau aber ist, wenigstens auf der Hochfläche von Tuptschek, im Sommer eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Man findet wieder: Gegen den Einbruch feuchter Luft ist die Hochsteppe durch die Randgebirge geschützt, während die Luftmassen über der Hochsteppe selbst in große Höhen aufsteigen müssen, ehe Kondensation eintritt.

Der Gegensatz zwischen Niederung und Hochsteppe tritt besonders deutlich hervor, wenn wir die mittlere Zahl von Tagen feststellen, an welchen die relative Feuchtigkeit über 80 Prozent steigt oder unter 30 Prozent sinkt. Als Winter ist die Zeit von November bis März genommen.

[1] Weder ich noch meine Gefährten haben jemals eine unangenehme oder gar schädliche Wirkung dieser extremen Trockenheit feststellen können. Sie wird im Gegenteil sehr angenehm empfunden und nicht nur deshalb, weil man die hohen Sommertemperaturen infolge der starken Verdunstung leichter erträgt. Auch bei körperlicher Anstrengung, zum Beispiel bei Gipfelersteigungen im Hochgebirge, macht sich der Einfluß der trockenen Luft sehr angenehm geltend. Nie hat man das unangenehme Gefühl, in Schweiß gebadet zu sein, und das Ersteigen hoher und steiler Berghänge, das Hacken von Stufen in steilem Firn etc. ist mir in den turkestanischen Gebirgen viel leichter gefallen als in den Alpen. Die Annahme, daß infolge der großen Trockenheit der Luft die Luft nie als »schwül« empfunden wird, wäre trotzdem sehr falsch. In der Niederung gibt es, seltener im Hochsommer als im Frühsommer und Frühling, außerordentlich schwüle Tage. Gegen Zunahme der Bewölkung ist man äußerst empfindlich. Schöne Tage in der Regenzeit und die Wochen nach der Regenzeit bis Ende Juni sind infolge häufiger Wolkenbildung viel unangenehmer als der Hochsommer. Auch in 2000 bis 3000 *m* Höhe wird im Sommer eintretende Bewölkung noch als unangenehm empfunden, obwohl die Lufttemperatur und Feuchtigkeit an Ort und Stelle durch die Wolkenbildung fast gar nicht beeinflußt wird.

Anzahl der Tage mit einer Feuchtigkeit	Winter		Sommer	
	Taschkent	Pamirski Post	Taschkent	Pamirski Post
> 80 Prozent.....	**242**	90	45	37
< 30 Prozent.....	14	10	66	**149**

Im Winter sind sehr trockene, im Sommer sehr feuchte Tage in beiden Gebieten gleich selten. Im Winter aber sind feuchte Tage in der Gebirgsrandzone weitaus häufiger als auf der Hochsteppe, während im Sommer auf der Hochsteppe sehr trockene Tage viel häufiger sind. Die Unterschiede zwischen Sommer und Winter sind in der Niederung viel schroffer als auf der Hochsteppe. Extreme Trockenheit ist auf der Hochsteppe eine fast alltägliche, in der Niederung eine Ausnahmserscheinung, was zum Beispiel die Betrachtung des mittleren Minimum allein nicht erkennen läßt.

Die Seltenheit hoher relativer Feuchtigkeit ist charakteristisch für die Pamirhochsteppen auch im Gegensatze zu den Wüsten- und Steppengebieten der Niederung.

15. Bewölkung der Niederung, des Gebirges und der Hochsteppe; Staubnebel.[1]

Wer in Turkestan gereist ist, hat wohl in den meisten Fällen den Eindruck einer außerordentlich geringen Durchschnittsbewölkung erhalten, ein Eindruck, der für die Sommermonate durch die Zahlen der Bewölkungsübersicht gerechtfertigt ist, sich aber verwischt, wenn man auch den Winter und Frühling in Westturkestan zubringt. Aber auch nach jahrelangem Aufenthalt wird niemand glauben, daß die mittlere Jahresbewölkung ungefähr jener der Südalpen entspricht (Südtirol 4·6) und daß insbesondere die Winterbewölkung nicht nur bedeutender wie in Südtirol, sondern auch bedeutender wie in Nordtirol, auf der Nordseite der Zentralalpen, ist. Dieses Resultat ist verblüffend und widerspricht dem unmittelbaren Eindrucke so sehr, daß man geneigt ist, an der Zuverlässigkeit der Beobachtungen zu zweifeln, wovon aber mit Rücksicht auf die ausgezeichnete Übereinstimmung der turkestanischen Stationen untereinander keine Rede sein kann.

Die Ursache dieses Widerstreites zwischen Eindruck und Messungsergebnis liegt darin, daß die relative Seltenheit von Niederschlägen, zum Beispiel den Alpen gegenüber, unwillkürlich auch in die Beurteilung des Bewölkungsgrades verflochten wird. Außerdem werden in Turkestan viel seltener tiefliegende Wolkendecken beobachtet. Leichte Bewölkung in großer Höhe beeinflußt aber selbst bei großer Ausdehnung der Wolkenbildung das unmittelbare Urteil nur wenig. Mir selbst ist zum Beispiel unser Aufenthalt in den ostbucharischen Tälern, von einigen scharf markierten Wetterstürzen abgesehen, als eine fast ununterbrochene Serie wolkenloser Tage in Erinnerung, so daß ich immer erstaunt bin, wenn mich das Beobachtungsbuch überzeugt, wie selten im Gebirge wolkenlose Tage, wie häufig sogar Niederschläge leichtester Art sind.

Unter diesem Vorbehalt muß man die Mittelwerte der Bewölkungstabelle betrachten, die ich deshalb ausführlicher gehalten habe, weil in der deutschen meteorologischen Literatur eine verläßliche Darstellung der Bewölkung Westturkestans meines Wissens bisher gefehlt hat.

---

[1] In einer früheren Untersuchung habe ich die Bewölkung nur nach der Zahl der heiteren und trüben Tage bearbeitet und die betreffenden Daten mitgeteilt, die dem unmittelbaren Eindruck, den der Reisende empfängt, wohl besser entsprechen als die übliche Darstellung durch Bewölkungsmittel. Gerade die Betrachtungen dieses Abschnittes jedoch, welchen neu berechnete, auf die Periode 1894 bis 1903 bezügliche Mittelwerte der Bewölkung (10teilige Skala) zugrunde liegen, beweisen, daß eine eingehendere Betrachtung der Bewölkungsverhältnisse sich nur auf die in üblicher Weise berechneten Bewölkungsmittel stützen kann.

Tabelle 18.

Jährlicher Gang der Bewölkung.

	Höhe	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Petro Alexandrowsk	85	**5·5**	5·2	4·9	3·9	3·5	2·3	1·5	0·9*	1·0	2·5	4·2	**5·6**	3·4
Kerki	262	**5·3**	5·2	5·2	4·2	3·1	1·4	1·0	0·4*	0·6	2·0	4·5	5·0	3·2
Taschkent	478	6·1	5·8	**6·5**	5·3	3·8	2·5	1·5	0·8*	1·3	3·1	5·7	6·1	4·0
Margelan	576	6·8	6·0	**7·1**	6·1	5·5	4·6	3·6	2·6	2·1*	3·7	6·3	6·4	5·1
Osch	1023	5·6	5·1	**6·6**	5·7	5·1	4·2	3·1	2·6	2·1*	3·7	5·9	6·0	4·7
Narynsk	2015	5·2	4·5	**6·4**	5·6	6·2	5·1	5·0	3·6	3·4*	3·9	5·4	5·2	4·9
Samarkand	719	5·8	5·8	**6·6**	5·5	3·8	2·3	1·6	0·9*	1·0	2·9	5·4	5·5	3·9
Pendschikent	964	6·5	7·5	**8·0**	7·1	6·2	3·7	2·6	1·4*	1·8	3·9	7·1	6·1	5·2
Khorog	2105	4·8	4·5	**5·7**	4·7	5·0	3·6	2·4	1·4*	1·4*	2·9	4·3	3·5	3·7
Irkeschtam	2850	5·5	5·4	**6·2**	6·0	5·9	5·4	4·9	4·3	3·6	3·9	5·3	5·1	5·1
Pamirski Post	3640	4·8	4·4	**5·8**	5·1	4·6	4·2	4·1	3·2	3·0*	3·1	3·6	3·6	3·9

Periode 1894—1903.

Die Tabelle zeigt außer großen Durchschnittswerten auch große örtliche Unterschiede eines Betrages, wie man ihn zum Beispiel im Mittel beim Übergang von der Nordseite auf die Südseite der Alpen findet. Vor Diskussion dieser bemerkenswerten Unterschiede ist eine Betrachtung der Bewölkung im allgemeinen und ein Vergleich mit Ostturkestan nötig.

Der jährliche Gang der Bewölkung mit dem Maximum in der kalten Jahreszeit und fast völligem Wolkenmangel im Sommer beweist, daß hier der für die Subtropen charakteristische Bewölkungsgang über Persien und Afghanistan in eine verhältnismäßig hohe Breite herüber-

Mittlere Bewölkung.

	h	φ	λ	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Westturkestan:								
1. Wüste—Steppe	173	39° 39'	63° 9'	**5·3**	4·1	1·3*	2·4	3·3
2. Gebirgsrandzone	598	40° 30'	68° 7'	**5·9**	5·3	1·6*	3·2	4·0
3. Hochgebirge—Hochsteppe	3245	38° 57'	73° 58'	4·4	**5·6**	4·3	3·7*	4·5
Ostturkestan:								
4. Kaschgar	1219	39° 25'	76° 7'	5·6	**6·1**	5·0	4·6*	5·3
5. Luktschun	— 17	42° 42'	89° 42'	3·4	**4·6**	4·1	3·2*	3·8
6. Urumtschi	905	43° 52'	87° 36'	4·0	3·4	**4·0**	3·2*	3·7
7. Urga	1325	47° 55'	106° 50'	2·5*	4·1	**5·0**	3·2	3·7

(1. Petro Alexandrowsk und Kerki (10 Jahre). 2. Taschkent und Samarkand (10 Jahre). 3. Irkeschtam und Pamirski Post (10 Jahre). 4. 2 Jahre. 5. 2 Jahre. 6. 3 Jahre. 7. 8. Jahre.

reicht und ganz Westturkestan beherrscht. Die Grenzgebirge gegen Ostturkestan stellen jedoch eine schroffe Scheide dar. Ein Vergleich zwischen West- und Ostturkestan ist auch noch in anderer Beziehung lehrreich.

Bei Betrachtung der Feuchtigkeitsverhältnisse haben wir gefunden, daß die ostturkestanische Niederung viel trockener, der Wasserdampfgehalt der Luft für Wüstenklima viel bezeichnender ist als in Westturkestan. Die Bewölkungsverhältnisse stimmen damit nicht überein, die Bewölkung ist nicht geringer als in Westturkestan und der jährliche Gang der Bewölkung umgekehrt.

In Kaschgar, am Ostfuße der Pamirgebirge, ist die Bewölkung in allen Jahreszeiten, besonders aber im Sommer viel größer als in Westturkestan. Weiter gegen Osten hin wird in Chinesisch-Turkestan die Bewölkung allerdings wieder kleiner, ohne geringer zu werden wie in Turkestan, wobei aber der subtropische Bewölkungsgang Westturkestans verschwindet und gegen Osten immer mehr in den ausgesprochen kontinentalen Typus (Minimum Winter, Maximum Sommer) übergeht, so daß der Gegensatz in der Bewölkung im Sommer ein außerordentlich großer wird. Da beide Gebiete niederschlagsarm sind, der Temperaturgang in beiden Gebieten kontinental, zeigen gerade die Bewölkungsverhältnisse den tatsächlich bestehenden großen, klimatischen Unterschied am deutlichsten an. Er wird nur deshalb leicht übersehen, weil aus den Wolken in Turkestan wenig Niederschlag fällt.

Diese Betrachtung zeigt auch, daß der Unterschied in der Bewölkung, den wir in Westturkestan selbst zwischen Niederung und Gebirge finden, nicht etwa ein Effekt ausschließlich der Massenerhebung ist. Der von uns betrachtete Gebirgskomplex (Alai—Pamir) ist vielmehr in Ansicht der Bewölkung das Übergangsgebiet vom subtropischen Typus Westturkestans zum kontinentalen Typus Ostturkestans. Daß die Höhe selbst nicht von Einfluß ist, zeigt Kaschgar, am Ostfuße des Gebirges, ebenfalls noch dem Übergangsgebiete (Frühjahrsmaximum der Bewölkung) angehörig.

Die stärkere Wolkenbildung über den ostturkestanischen Wüsten im Sommer illustriert sehr schön die Bemerkung von Hann (Lehrb. d. Met. S. 236), daß in den Wüsten zwar nicht der Wasserdampf, wohl aber die Veranlassung zur Kondensation desselben fehlt. In Westturkestan, dem Weltmeer und großen Binnenseen viel näher gelegen, ist die Luft feuchter als in Ostturkestan, bei gleicher Erwärmung. Man müßte also im Sommer stärkere Bewölkung als in Ostturkestan erwarten. Gerade das Gegenteil ist der Fall, offenbar deshalb, weil sich die im allgemeinen absteigende Luftbewegung der Subtropengebiete im Sommer in Westturkestan geltend macht und dem konvektiven Aufsteigen der Luft entgegenwirkt, während in dem von Gebirgen eingeschlossenen innerasiatischen Becken Einflüsse von außen her sich nicht mehr geltend machen, von Monsuneinflüssen in hohen Schichten abgesehen, welch letztere in Verbindung mit den ungestörten konvektiven Vorgängen die stärkere Wolkenbildung begünstigen. Daß diesem Gegensatze keine größeren Unterschiede im morphologischen Habitus der west- und ostturkestanischen Niederung entsprechen, rührt nur davon her, daß die stärkere Wolkenbildung in Ostturkestan nicht eine entsprechend größere Niederschlagsmenge liefert. Erst in größeren Höhen, zum Beispiel Osttibet, findet man mit der stärkeren Bewölkung im Sommer auch stärkere Niederschläge, was bei gleicher Höhe zu großen Gegensätzen zwischen Osttibet und Pamirsteppen führt. Auf jeden Fall aber ist es bemerkenswert, daß von zwei benachbarten Wüstengebieten gleicher Breite gerade das westlicher gelegene, feuchtere, weniger durch Randgebiete geschützte Gebiet unter dem Einflusse des subtropischen Gürtels hohen Luftdruckes im Sommer vollkommen wolkenlos ist, während das östlichere, an sich trockenere Gebiet, aber dem Einflusse des hohen Druckes entzogen, viel stärker bewölkt ist.

Verteilung und jährlicher Gang der Bewölkung in Westturkestan.

Am geringsten bewölkt ist das Gebiet der Wüsten und Steppen, die in Verbindung mit den noch weniger bewölkten Gebieten Transkaspiens und Persiens steht. Hier ist auch der jährliche Gang ein äußerst einfacher, mit einem Maximum im Jänner, dem Minimum im Juli. In den Ebenen der Gebirgsrandzone (Taschkent, Samarkand) nimmt die Bewölkung beträchtlich zu und der jährliche Gang wird dadurch kompliziert, daß nach einem Jännermaximum die Bewölkung zunächst abnimmt, um erst im März das Hauptmaximum zu erreichen, was neben der Bewölkung auch für die Niederschläge gilt. Das Märzmaximum der Bewölkung findet man bis zu den höchsten Stationen hinauf.

Das Doppelmaximum der Bewölkung scheint mir in folgender Weise zu deuten: das Jännermaximum entspricht dem subtropischen Bewölkungsgange, der dann ein Maximum zeigt, wenn der subtropische Hochdruckgürtel sich am weitesten nach Süden zurückgezogen hat. Im März und Frühling überhaupt ist er noch nicht weit genug nach Norden vorgerückt, um die Wirkungen absteigender Luftbewegung bereits in Westturkestan auszuüben, während andrerseits gerade in den Frühlingsmonaten die Zunahme der Temperatur und der Feuchtigkeit und zugleich die Temperaturabnahme mit der Höhe eine sehr rasche ist. Die konvektiven Ursachen der Wolkenbildung wirken in diesen Übergangsmonaten noch ungehemmt und erst, wenn der subtropische Hochdruckgürtel im Laufe des Frühlings weit genug nach Norden gerückt ist, äußert er seine Gegenwirkung, wirkt den konvektiven Vorgängen entgegen und schneidet die Ursache weiterer Wolkenbildung ab.

Wie in allen Gebirgen, so findet man auch in Turkestan eine Bewölkungszunahme von der Gebirgsrandzone gegen das Gebirge selbst, was besonders schön aus dem Vergleich zwischen Taschkent und Ferghana (Osch und Margelan) und zwischen Samarkand und Pendschikent hervorgeht. Im Winter ist Ferghana, auf drei Seiten von Bergen umschlossen, weniger, im Sommer stärker bewölkt als die Oase im Gebirgsvorland — alles wie in den Alpen. Zu dem großen Unterschied zwischen Samarkand und Pendschikent (Entfernung zirka 75 *km*) ist zu bemerken, daß Samarkand in der dem Gebirge vorgelagerten Ebene, Pendschikent unmittelbar am Fuße hoher Berge liegt. Die größere Bewölkung des unmittelbaren Gebirgsrandes gegenüber dem Vorlande ist kein Argument gegen die frühere Erklärung der sommerlichen Wolkenarmut Westturkestans, da jedes Gebirge durch die Massenerhebung selbst die konvektiven Ursachen der Wolkenbildung in hohem Grade steigert.

Die inneren Gebirgstäler jedoch haben wir, nach Khorog zu schließen, gegenüber den peripheren Bezirken des Gebirges als sehr wolkenarm zu betrachten. Wohl ist im Sommer die Bewölkung um ein Geringes größer als in der Niederung[1], was aber durch die sehr geringe winterliche Bewölkung mehr als ausgeglichen wird. Hier in diesen inneren Gebirgsteilen haben wir, ähnlich wie in den Alpen und infolge der gleichen Ursachen, die Gebiete vor uns, die Olufsen direkt als »Kurorte« (health resorts) bezeichnet. Mittelhoch gelegen, im Sommer nicht zu heiß, im Winter kalt wie Davos und Engadin, trocken in jeder Jahreszeit, aber im Winter mit einer Schneedecke, windgeschützt, Gebirgsoasen mit Pfirsichen und Melonen, der oberen Grenze der Weintraube nahe — man wird in der Tat wenige Gebiete finden, auf die Olufsens Bezeichnung besser angewendet werden kann und die dennoch nicht die geringste Aussicht haben, einmal ihrer Eignung entsprechend verwendet zu werden.

Das Grenzgebiet zwischen West- und Ostturkestan, insbesondere die Hochsteppe, nimmt eine Sonderstellung ein. Hier finden wir im Winter die geringe Bewölkung der inneren Gebirgstäler, auf der Hochsteppe noch vermindert durch die Randgebirge. Die hohe sommerliche Bewölkung aber darf man, wie bereits erwähnt, nur zum kleinsten Teil als Folge abnorm starker, konvektiver Wolkenbildung auffassen. Hätten wir in erster Linie eine Wirkung der Konvektion, müßte Pamirski Post eine stärkere Sommerbewölkung haben als Irkeschtam, während es tatsächlich eine kleinere hat. Wir haben hier vielmehr den Übergang zur stärkeren Allgemeinbewölkung Ostturkestans.

Im wesentlichen finden wir also eine Verteilung der Bewölkung wie in den Alpen: Zunahme der Bewölkung von der Ebene gegen die Gebirgsrandzone und in den äußeren, peripheren Talsystemen; Abnahme der Bewölkung in den inneren Gebirgstälern; Verminderung der Bewölkung auf der Hochsteppe durch die Randgebirge. Gegenüber der Niederung wirkt das Gebirge im Winter vermindernd, im Sommer vermehrend auf die Bewölkung.

Der tägliche Gang der Bewölkung auf der Hochsteppe.

Eine kurze Betrachtung des täglichen Ganges der Bewölkung ist deshalb nützlich, weil sie zeigt, daß die hohe Durchschnittsbewölkung auf der Hochsteppe im Sommer in erster Linie nicht lokaler Herkunft sein kann.

[1] Narynsk, bereits außerhalb unseres Gebirgssystems, verhält sich ähnlich wie Khorog, liegt aber im Sommer dem viel sehr wolkenreichen Gebiete um den See Issykkul zu nahe, was die Sommermittel stark beeinflußt.

Bewölkung in Pamirski Post.

	7a.	1p.	9p.	Δ
Winter	4·8	5·2	3·4*	1·8
Frühling	5·2	6·6	4 3*	2·3
Sommer	3·1*	4·9	3·4	1·8
Herbst	2·7	4·5	2·6*	1 9

Die täglichen, durch Konvektion bedingten Unterschiede im Bewölkungsgrad sind am ausgeprägtesten im Frühling (Maximum im März), also in der Zeit raschester Temperaturzunahme bei gleichzeitig sehr rascher Temperaturabnahme mit der Höhe. Wenn wir annehmen, daß das Bewölkungsminimum in den Morgen- oder Abendstunden den durch die Allgemeinbewölkung bedingten Bewölkungsgrad, hingegen die Vermehrung tagsüber die durch lokale Wolkenbildung hervorgerufene Bewölkung darstellt, so ergibt sich sofort, daß im Sommer auf der Hochsteppe auch die Allgemeinbewölkung wesentlich größer ist als in der Niederung Westturkestans. Dieser Umstand beweist, daß auf der Hochsteppe sich bereits die größere Sommerbewölkung Ostturkestans geltend macht. Erst der Herbst, der in Ostturkestan die geringste Bewölkung bringt, bringt auch auf der Hochsteppe das Minimum der Allgemeinbewölkung, so daß letztere im Herbst mit der lokalen Wolkenbildung ungefähr im Gleichgewicht steht.

Dessenungeachtet ist die Hochsteppe infolge der schroffen täglichen Temperaturunterschiede ein Gebiet starker lokaler Wolkenbildung, die im Gebirge überhaupt bedeutender ist als in der Niederung. Im Jahresdurchschnitt beträgt die Tagesschwankung der Bewölkung: Petro Alexandrowsk (dem Aralsee nahe) 1·4, Taschkent 1·3, Osch 1·3, Khorog 1·7, Pamirski Post 2·0. Das Maximum fällt überall auf März oder April, das Minimum auf den August.

Die Berichte der Reisenden erwecken leicht die Vorstellung, auf der Hochsteppe finde man stets und in allen Jahreszeiten wolkenlosen Himmel. Die Beobachtungen von Pamirski Post stören diese Vorstellung erheblich. Es darf aber, wie bereits erwähnt, bei Beurteilung der Mittelwerte die Art der Bewölkung nicht außer acht gelassen werden. Der Aufenthalt im Gebirge gab uns reichlich Gelegenheit zu Beobachtungen. Die oft bedeutende Allgemeinbewölkung beschränkt sich meist auf sehr hohe und dünne CiSt-Schichten, die nicht einmal die intensive Sonnenstrahlung erheblich vermindern. Stratusdecken in tieferem Niveau sind wenigstens im Sommer sehr selten; bildet sich einmal ein Stratus, so liegt er gewöhnlich nicht unter 5500 *m*. Stratocumulus in dicken Schichten ist an den Eintritt eines Wettersturzes gebunden, deshalb sehr selten und auf der Hochsteppe der Randgebirge wegen sicher noch viel seltener als in den peripheren Gebirgsketten. — Die lokale Wolkenbildung hingegen führt wohl zur Anhäufung mächtiger Cumulusmassen, die sich aber an und über den Bergkämmen selbst entwickeln und deshalb für den Reisenden in den Tälern und auf den Hochsteppen von keiner Bedeutung sind, in diesen Gebieten selbst den Sonnenschein fast gar nicht behindern und nur bei Unternehmungen in der Gipfelregion der Gebirgsketten sich geltend machen. Über der Gletscherregion der Kette Peters des Großen lagern nachmittags im Juli und August oft ausgedehnte Wolkenmassen (Basis bei 6000 *m*, Kuppen sicher bis 8000—9000 *m*) und doch hat man in geringer Entfernung nördlich auf der Tuptscheker Hochfläche den Eindruck eines fast wolkenlosen Tages. Der meteorologische Beobachter schätzt die Bewölkung eben anders als der Reisende und ein zutreffendes Bild erhält man nur, wenn man die Mittelwerte des ersteren mit den Eindrücken des anderen in Verbindung bringt.

Viel eindrucksvoller als die Bewölkung ist für den Reisenden eine andere atmosphärische Erscheinung der Pamirgebiete, die — ohne sich auf diese Gebiete zu beschränken — doch im Wetterbilde gerade dieser Gebirge eine ausnehmend große Rolle spielt. Es sind dies die häufigen Staubnebel dieser Gegenden.

Staubnebel.

Man hat zwei Arten von Staubnebeln in den Pamirgebieten zu unterscheiden. Wenn Olufsen berichtet, daß im Sommer auf der Hochsteppe die Luft tagsüber mit Staub erfüllt sei, so bezieht sich das auf die an Ort und Stelle entstandenen Verwitterungsprodukte, die durch die Konvektion tagsüber in die Atmosphäre geraten, bei Nacht niedersinken und bei heftigem Wind auch den Eindruck eines »Staubsturmes« hervorrufen. Staubtrübung in dieser Form ist in ganz Turkestan im und nahe dem

Gebiete der Wüsten und Steppen häufig; bei starkem Winde entsprechender Richtung gelangt der Staub natürlich bis in die Gebirgsrandzone und in die peripheren Täler, fehlt aber den inneren Gebirgstälern, da der gröbere Staub nicht leicht über große Strecken transportiert werden kann, Verwitterungsprodukte an Ort und Stelle nicht so massenhaft vorhanden und starke Winde nicht lokalen Ursprungs in diesen Tälern selten sind.

Aber auch in diesen Tälern tritt zeitweise eine höchst auffällige Trübung der Luft durch feinsten Staub ein, mitunter bis in Höhen von zirka 6000 *m*, die nicht lokalen Ursprungs und gerade in Gebieten, in welchen die lokale Staubentwicklung keine Rolle spielt, am besten zu beobachten ist. Es tritt nach wolkenlosen Tagen eine milchig-weißliche Trübung der Luft ein, die immer dichter wird. Die entfernteren Berge werden bald unsichtbar, während nahe gelegene Berge wie Schattenrisse erscheinen. Bei oft wolkenlosem Himmel ist die Sonne nur mehr als matte Scheibe sichtbar, während die Landschaft, soweit sie sichtbar bleibt, ein eigentümlich unkörperliches, schemenhaftes Gepräge annimmt, das einigermaßen an die Beleuchtung bei Sonnenfinsternissen erinnert — im ganzen eine außerordentlich eindrucksvolle atmosphärische Erscheinung, die schon durch ihr nicht gerade häufiges Eintreten einen Ursprung nicht lokalen Charakters verrät.

An dieser nebligen Trübung, die ich, schwach entwickelt, bei Ersteigung des Gipfels Atschik bis in eine Höhe von zirka 6000 *m* feststellen konnte, wodurch der topographische Zweck dieser Ersteigung völlig vereitelt wurde, haben Kondensationsprodukte keinen Anteil. Der Nebel besteht nur aus feinstem Staub, der durch Luftströmungen über weite Strecken hinweg und in große Höhen hinauf transportiert werden kann[1]. Ein regelmäßiges Aufklaren in der Nacht, wie bei der gröberen alltäglichen Staubentwicklung auf der Hochsteppe, ist bei diesen feinen Staubnebeln nicht zu beobachten; sie halten sich oft tagelang.

Ein Versuch, aus den Anmerkungen über Dunst (∞) in Pamirski Post die Häufigkeit und die Bedingungen des Auftretens solcher Staubnebel festzustellen, blieb ergebnislos. Daß nur die Wüsten und Steppen im Westen und Nordwesten des Gebirges die Heimat dieses Staubes sein können, ist zwar von vornherein klar. Fraglich aber ist die Stellung dieser Staubnebel im Gesamtablaufe der Witterung. Über diese Frage orientiert die folgende kurze Übersicht über die im Gebiete der Kette Peters des Großen beobachteten Staubnebel (∞) im Sommer 1913.

1. Staubnebel 18.—20. Juli: 15.—17. Juli wolkenlos; Abend des 17. Juli sehr klar. 18. Juli wolkenlos, aber ∞^2. 19. Juli: Geschlossene Stratocumulusdecke, Höhe über 5500 m, aus SW. 20. Juli: Stratocumulusdecke aus SW, ∞^3. Wind in Tuptschek WNW 4—5, abends Auflösung der Wolken, ∞ verschwindet, wird wolkenlos. Am 19. und 20. Juli auch über Ferghana und Hochsteppe Wolkendecke, in Ferghana mit Regenspur.

2. Staubnebel 1.—6. August: 21.—31. Juli fast wolkenlos. 1. August: ∞^{1-2}, Bewölkung 5—7 (StCu und Cu). 2. August: ∞^3 bei Bewölkung 1—9, StCu aus WSW, nachmittags Regentropfen, ∞ mindestens bis 6000 *m*. 3. August: ∞^{2-3}, Bewölkung 1—6, StCu aus SW. 4. August: ∞^2, Bewölkung 2—3. 5. August: ∞^2 bei Bewölkung 2—10, StCu aus SW, Bodenwind N, nachts zeitweise Regen. 6. und 7. August: Wettersturz, Kälteeinbruch, Wolkentreiben ohne ∞, zeitweise Regen und Graupeln, Schneefall bis 4000 *m* herab, Wind N. — In Ferghana nur der 2. August stärker bewölkt; Abkühlung am 7. August ohne starke Bewölkung, ohne Niederschlag bei Nordwind. — Hochsteppe ab 2. August stark bewölkt, Kälteeinbruch intensiv am 7. und 8. August.

3. Staubnebel 8.—11. August: Der eben geschilderten Kältewelle folgten wieder Tage mit Staubnebel. 8. August: Tagsüber wolkenlos, abends ∞ von Norden. 9. August: Tagsüber ∞^{1-3}, Bewölkung 1—10, Nordwind; abends Graupelfall, dem Aufklaren folgt. 10. August: vormittags ∞^2 bei Bewölkung 9, Wolkenzug aus NW, Nordwind; nachmittags zeitweise Schnee- und Graupelfall, ∞ verschwindet. 11. August: Sehr reine Sicht bei Bewölkung 2—4. — Alle drei Tage auch auf der Hochsteppe stark bewölkt, in Ferghana nur der 10. August.

4. Staubnebel 14. und 15. August: 12. und 13. August klare Tage mit Cu-Bildung. 14. August: Tagsüber ∞^1 bei zunehmender Bewölkung. 15. August: ∞^1, Bewölkung 8—10, abends Regentropfen, schweres Gewölk, ∞ verschwindet. 16. August: Heißer, wechselnd bewölkter Tag ohne ∞, abends Regen. — In Ferghana am 14. und 15. August wolkenlos; auf der Hochsteppe stark bewölkt.

---

[1] In Kasan, an der mittleren Wolga, also in großer Entfernung von Wüsten und Steppen, habe ich dreimal auffällige Staubtrübung während meiner Kriegsgefangenschaft beobachtet. Einmal, am 10. Jänner 1918, kam ein richtiger Staubsturm mit grobem Staub, der den Schnee rötlich färbte. Zweimal hingegen beobachtete ich im Sommer bei ganz leichtem Wind eine ähnlich milchige Trübung der Luft wie in den turkestanischen Gebirgen. Es ist eben nur sehr feiner Staub, der durch schwache Luftströmungen aus den Wüstengebieten in so große Entfernung getragen wird.

5. Staubnebel 14. September. 13. September wolkenlos. 14. September: Tagsüber zunehmende Bewölkung; abends ∞^2 von Norden; nachts starke Abkühlung, Regen, Wettersturz; Neuschnee bis 3300 *m*. — In Ferghana (Margelan) wurde am 14. September ∞^2 notiert (große Seltenheit): Wettersturz brachte hier bedeckten Himmel ohne Niederschlag. — Auf der Hochsteppe scharfer Wettersturz mit bedecktem Himmel, nicht meßbarem Niederschlag (Schnee). Temperatur am 15. September im Tagesmittel um 5·2° niedriger als am 14. — Der rasch einsetzende starke Niederschlag im Chingobtal verhinderte eine lange Dauer des Staubnebels.

Betrachtet man das allen Fällen gemeinsame, so ergibt sich, daß die Staubnebel immer mit einer Allgemeinänderung der Gesamtwitterung verbunden waren, die sich auf der Hochsteppe immer, in der Gebirgsrandzone weniger ausgeprägt geltend machte. Den Staubnebeln gehen wolkenlose Tage voraus, sie treten am häufigsten mit nördlichen und nordwestlichen Winden ein und verschwinden bei Niederschlag, der die Luft reinwäscht, sehr rasch.

Die Staubnebel sind charakteristisch für Tage, an welchen allgemeine Luftströmungen in das Gebirge eindringen und an Stelle der lokalen Berg- und Talwinde herrschend werden. So wie Luftströmungen über dem Meer sich mit Wasserdampf beladen, so nehmen diese Winde den Staub der Wüsten mit sich und führen die feinsten Teilchen weitab bis in die entlegensten Gebirgsgebiete. Doch darf es dabei erst im Hochgebirge selbst zu Niederschlägen kommen, weil ergiebigere Niederschläge bereits in der Gebirgsrandzone den Staub ausfällen würden. In dem Auftreten dieser eigentümlichen Staubnebel hat der Reisende ein Anzeichen dafür zu erblicken, daß eine Störung des sonst ausschließlich lokal bedingten Wetterablaufes von außen bevorsteht; sie deuten einen Wetterumschlag an, wenn letzterer auch nicht immer in der Form eines kompletten Wettersturzes wie am 6./7. August oder am 14. September vor sich geht. Die oft tagelange Dauer der Staubnebel bis in große Höhen hinauf ist für den Reisenden äußerst unangenehm, da sie selbst in der Gipfelregion die topographische Arbeit mitunter unmöglich machen. Von 22 Tagen im Gebiete von Tuptschek waren 10 durch Staub mehr oder minder stark getrübt. Trotz der gleichzeitig vorsichgehenden Bewölkungszunahme ist die Tagesschwankung der Temperatur nicht sehr stark vermindert. Die 12 staubfreien Tage geben eine Amplitude von 18·8°, die 10 Staubtage eine Amplitude von 16·2°. Eine Färbung des Schnees durch die Staubnebel ist mir nie aufgefallen.

Die Staubnebel der Pamirgebiete sind also nicht eine lokale Kuriosität, sondern eine mit bemerkenswerten Witterungsveränderungen zusammenhängende Erscheinung nicht lokalen Ursprungs. Nach den Berichten verschiedener Reisenden muß man annehmen, daß diese feinen Staubnebel auf der Hochsteppe seltener sind als in den peripheren Gebieten (kleine Pamire, Surchobtal, Chingobtal etc.), während andrerseits auf der Hochsteppe lokale Staubentwicklung sehr häufig ist. Man kann auch hierin eine Wirkung der hohen Randgebirge sehen, die den mit feinem Staub beladenen allgemeinen Strömungen den Zugang zur Hochsteppe verwehren, ohne die lokale Staubentwicklung zu hindern.

Nebel.

Sieht man von der sommerlichen Cumulusbildung im Gebirge ab, so ist Nebelbildung sehr selten. Während unserer ganzen Reise beobachtete ich nur in Mittelbuchara im Oktober Bodennebel, an Tagen, welchen starker Niederschlag vorausgegangen war.

Aus dem Stationsmaterial — 3 bis 5jährige Beobachtungen — ergibt sich im Jahresmittel: Taschkent 12 Tage mit Nebel, Margelan 8, Osch 10, Khorog 7, Irkeschtam 8, Pamirski Post 4. Die Zahlen sind wenig verläßlich, miteinander nicht vergleichbar und beweisen nur die Seltenheit von Nebelbildung im allgemeinen. Während eines fast einjährigen Aufenthaltes in Taschkent habe ich verhältnismäßig oft leichten Morgennebel beobachtet, meistens im Anschlusse an Tage mit Niederschlag. Auch im Gebirge ist im Sommer starke Cumulusbildung auf vorausgegangene Niederschläge, also letzten Endes auf Wasserdampfzufuhr aus fremden Gebieten zurückzuführen. Nach dem Neuschneefall am 6./7. August bildeten sich in den Folgetagen massige Wolkenbänke an den Gipfeln des Muksu-Surchobtales, die offensichtlich nur durch den schmelzenden und verdampfenden Neuschnee ernährt wurden.

Nach den Terminbeobachtungen in Pamirski Post war der August 1913 weniger bewölkt als es durchschnittlich diesem Monat entspricht. Trotzdem wurden unsere Unternehmungen im Hochgebirge viel stärker durch Bewölkung, Staubnebel und Niederschläge beeinträchtigt, als ich nach den Berichten der Reisenden und den Beobachtungsergebnissen der Stationen angenommen hatte. Während über den weiten Hochsteppen und den breiten Tälern der blaue Himmel lacht, stehen die Bergketten selbst unter dem Einflusse heftiger konvektiver Vorgänge, so daß der Reisende, der zu Pferd den gewöhnlichen Reiserouten folgt, von der Sommerwitterung des Gebietes einen wesentlich anderen Eindruck erhält als der Erforscher der Hochregion.

16. Niederschläge und Gewitter.

Über die Niederschläge in Westturkestan ist viel geschrieben worden, hauptsächlich auch mit Rücksicht auf eine vielfach angenommene, von anderer Seite fast leidenschaftlich bestrittene fortschreitende Austrocknung des Landes — eine Streitfrage, zu deren Entscheidung die bis jetzt vorliegenden kurzen Beobachtungsreihen gar nichts beitragen können.

Da die in einer früheren Abhandlung publizierten Niederschlagswerte nicht auf gleiche Periode reduziert und deshalb miteinander nicht vergleichbar waren, werden Jahresmittel für die Periode 1894 bis 1903 unter Beiziehung einiger neuer Stationen mitgeteilt und der jährliche Gang in Prozenten des Jahresmittels dargestellt.

Tabelle 19.

Jahressummen *(mm)* und jährlicher Gang des Niederschlages.

	Höhe *m*	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
a) Wüsten- und Steppenzone.														
Nukuss	66	17	4	11	**21**	11	4	1	3	0	3	6	12	113
Petro Alexandrowsk	85	12	9	**27**	12	7	6	1	1	1	4	10	10	106
Perowsk	115	10	9	**13**	12	10	6	8	3	5	5	**14**	7	127
b) Gebirgsrandzone.														
Turkestan	215	14	8	**17**	10	10	5	1	2	2	5	10	**15**	182
Kerki	262	**19**	9	**19**	15	6	1	0	0	0	4	15	12	161
Chodschent	324	8	5	11	12	17	9	6	1	1	10	11	8	159
Dschisak	387	15	8	**18**	12	7	4	1	0	1	9	**15**	10	417
Taschkent	478	13	8	**16**	15	8	5	2	1	1	8	**13**	11	392
Namangan	438	14	6	**15**	12	**15**	4	3	1	2	11	10	6	190
Margelan	576	10	7	**14**	12	**15**	6	3	3	1	11	10	7	173
Samarkand	719	10	7	17	**20**	11	3	2	1	1	8	11	9	329
Pendschikent	964	(**20**)	8	14	**17**	11	3	3	1	1	5	7	10	345
Osch	1023	11	6	11	11	**19**	11	5	3	1	6	8	8	333
c) Gebirge.														
Khorog	2105	12	9	12	9	12	6	4	0	0	5	**19**	11	231
Irkeschtam	2850	4	2*	6	8	**15**	**17**	**16**	**13**	4	5	5	5	177
Pamirski Post	3640	11	5	3	6	**14**	**25**	**13**	6	6	5	3	3	64

Jährlicher Gang der Niederschläge.

Es ergeben sich im allgemeinen die gleichen Schlüsse wie für die Bewölkung, nur weniger übersichtlich. Vom Gebirge abgesehen, wo das Maximum der freilich sehr geringfügigen Niederschläge im Sommer fällt, fallen im ganzen Gebiete die Niederschläge nur in der kälteren Jahreshälfte. Sie beginnen im Oktober; im Februar tritt überall ein deutlich markiertes sekundäres Minimum ein. Im März fallen die meisten Niederschläge, halten im April vermindert an, um dann stellenweise im Mai noch einmal zuzunehmen. Man gewinnt den Eindruck: Je näher eine Station dem Gebirge liegt, um so mehr verspätet sich das Frühjahrsmaximum. Besonders deutlich zeigen diese Verspätung die Stationen in Ferghana (Chodschent, Namangan, Margelan, Osch). Diese Verschiebung des Maximums auf den Mai ist nicht durch die Gewittertätigkeit zu erklären, da zum Beispiel Margelan viel weniger Gewitter hat als Taschkent. Ein Vergleich mit Irkeschtam und Pamirski Post zeigt vielmehr, daß die Verspätung des Frühlingsmaximums in Ferghana einen Übergang zur Niederschlags- und Bewölkungsverteilung im Hochgebirge und Ostturkestan darstellt. In analoger Weise kann man das sonst schwer erklärbare, sekundäre Februarminimum des Niederschlages und der Bewölkung in ganz Westturkestan als Annäherung an den kontinentalen Typus von Ostturkestan auffassen, so daß wir zeitweise Vermischung des subtropischen Ganges mit dem kontinentalen konstatieren[1], unbeschadet des Gegensatzes zwischen West- und Ostturkestan im allgemeinen.

Jahressumme des Niederschlages.

Der Jahresniederschlag, in der Wüsten- und Steppenzone zirka 100 *mm*, erreicht in der Gebirgsrandzone stellenweise den Betrag wie in den trockensten inneren Alpentälern (Ober. Rhonetal, Vintschgau etc.), doch sind die Jahressummen auch in der verhältnismäßig niederschlagsreichen Randzone des Gebirges örtlich sehr verschieden, wie die Stationspaare Chodschent—Dschisak und Margelan-Namangan beweisen. Fast ganz niederschlagslos ist die durch Randgebirge geschützte Hochsteppe; die extremen Jahressumen für Pamirski Post von 1894—1903 betragen 81 und 37 *mm*.

In einzelnen Örtlichkeiten der Gebirgsperipherie fallen wahrscheinlich viel höhere Niederschläge als aus den langjährigen Stationsbeobachtungen hervorgeht. Das Werk »Rossija« (s. Einleitung) teilt zum Beispiel mit, daß in Aktasch, einer Station im Gebirge, 70 Werst südöstlich von Taschkent, folgende Niederschlagsmengen gemessen wurden:

15. September 1900 bis 15. September 1901 ..... 767 *mm*
15. September 1901 bis 15. September 1902 ..... 1056 *mm*
15. September 1902 bis 1. Juli 1903 ..... 1594 *mm*

Taschkent gibt in den Jahren 1901—1903 eine mittlere Jahresmenge von 426 *mm* (464, 487, 327 *mm*). Wenn die Messungen in Aktasch verläßlich sind, so kann man die Ursache dieser für turkestanische Verhältnisse ungeheuerlich großen Niederschlagsmenge wohl nur in der großen Häufigkeit von Gewittern am Abfall des Gebirges gegen die Ebene sehen. Im Frühsommer sieht man von Taschkent oder Samarkand aus fast allabendlich zahlreiche Gewitterherde in den benachbarten Bergen, oft von stundenlanger Dauer, ohne daß diese Gewitter in die Ebene herabziehen würden. Unter diesen Umständen ist es möglich, daß Orte, die in dieser durch keine Station repräsentierten Zone liegen, viel höhere Niederschlagsmengen aufweisen als unsere Stationen der Gebirgsrandzone, die alle in einiger Entfernung von dem Steilabfall des Gebirges liegen.

Das Werk »Rossija« gibt auch Belege über eine Zunahme der Niederschläge in der Zeit von 1880—1905. Über den gleichen Gegenstand hat F. Machatschek (Met. Z. 1912, p. 449 ff.) geschrieben. Diese Tatsache aber als Beweis gegen die Austrocknung Turkestans in historischer Zeit auszunutzen oder gar den Schluß zu ziehen, daß Turkestan durch Zunahme der Niederschläge einer neuen, wirtschaftlichen Blüte entgegengeht, ist unzulässig.

---

[1] Der jährliche Gang des Niederschlages in Ostturkestan kann nur aus wenigen Jahrgängen abgeleitet werden.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahressumme
		Prozent			*mm*
Kaschgar (2 Jahre)	5	**75**	7	13	41
Urumtschi (2 Jahre)	12	21	31	**35**	226
Urga (8 Jahre)	2	9	**74**	15	244

Urga zeigt den rein kontinentalen Typus im Gegensatz zu Westturkestan; Kaschgar repräsentiert durch den regenarmen Sommer und das Frühlingsmaximum den Übergang zum subtropischen Gang in Westturkestan; der Gang in Urumtschi ist schwer zu deuten.

Das russische Stationsnetz läßt die Niederschlagsverhältnisse gerade jener Gebiete ungeklärt, die wir auf unserer Reise besuchten, besonders den Niederschlag in Mittelbuchara und dem Vorland des Hochgebirges in Ostbuchara.

Die kleine Niederschlagskarte in Rossija nimmt den Niederschlag in Mittelbuchara im Winter als reichlich und ungefähr dem Niederschlag im Samarkander Bezirk entsprechend an, ohne daß ersichtlich ist, auf Grund welcher Beobachtungen die Eintragungen für dieses Gebiet erfolgt sind. Immerhin dürfte die Einbeziehung des Bezirkes zwischen Amudarja und den von uns betrachteten Gebirgsketten in das niederschlagsreiche Gebiet mit Recht erfolgt sein.

In diesem Zusammenhange muß auf eine immerhin bemerkenswerte siedelungstechnische Beobachtung hingewiesen werden. Fast in ganz Turkestan findet man flache Dächer, die wie die Mauern selbst aus Lösslehm konstruiert werden und selbst in dem verhältnismäßig niederschlagsreichen Bezirke von Taschkent dem Regen mehr oder minder gut standhalten. In dem niedrigen Bergland nördlich des Amudarja jedoch, im Gebiete des Jachsu, um Baldschuan und Kangurt, beobachtet man, daß die flachen Dächer durch aufgesetzte steile Schilfdächer geschützt werden. Da Schilf in der Niederung überall vorhanden ist, zu diesem Zwecke aber nur in einigen Bezirken verwendet wird, muß man schließen, daß in diesen Bezirken die Niederschläge besonders ergiebig sind.

Diese Annahme wird noch durch eine andere Beobachtung gestützt. Im allgemeinen ist der an Ort und Stelle fallende Niederschlag nirgends für den Agrikulturbetrieb ausreichend. Überall ist man auf künstliche Bewässerung, auf Ausnutzung der Gebirgswässer angewiesen und selbst die Gerstenfelder, die man im Gebirge stellenweise bis 3100 *m* findet, werden durch Kanäle bewässert. Ohne den Schneefall im Gebirge wäre ganz Turkestan eine Wüste und unter den heutigen Verhältnissen trägt auch das Gebirge größtenteils das Gepräge einer Wüste. Wenn von Reisenden über die paradiesische Schönheit des Serafschantales, des Surchobtales und der Siedelungen am Pändsch berichtet wird, so bezieht sich das nur auf die künstlich bewässerten Schuttkegeloasen, deren Gärten den im allgemeinen wüsten- und steppenhaften Charakter dieser großen Gebirgstäler nur noch schärfer markieren.

Ich habe nur ein einziges, mäßig kultiviertes Gebiet gesehen, in dem künstliche Bewässerung eine geringe Rolle spielt und die Kultur offenbar mit den an Ort und Stelle fallenden Niederschlägen ihr Auslangen findet. Es ist das oben erwähnte Gebiet am Jachsu und um Baldschuan, ein Gebiet niedriger, flacher Bergketten, dem Gletscher vollkommen fehlen, während die Schneedecke sehr hoch sein soll. Ein ähnliches Gebiet findet sich wahrscheinlich bei Baissun, in den südwestlichen Ausläufern unseres Gebirgssystems. Es sind periphere, dem Hochgebirge vorgelagerte Berggebiete, die sich den wasserdampfreicheren West- und Südwestwinden als erstes Hindernis in den Weg stellen.[1]

Niederschlag im Gebirge; Schneedecke.

Die Hochsteppe stellt in idealer Weise ein beschränktes, durch Gebirge allseits abgeschlossenes Gebiet dar. Irkeschtam, in geringer Entfernung von Pamirski Post, aber außerhalb der Hochsteppe, hat einen dreimal so großen Jahresniederschlag, Khorog auf der Westseite des Gebirges, obwohl in einem der zentralen, niederschlagsarmen Täler, notiert viermal so viel Niederschlag wie die Hochsteppe. Im Winter fällt der Niederschlag auf der Außenseite der Randgebirge, während im Sommer die lokale Kondensation über der Hochsteppe wenig ergiebig ist. Über die Kondensationsbedingungen auf der Hochsteppe wird später berichtet.

Die Hochsteppe bleibt im Winter im allgemeinen schneefrei. Im Alai und den Tälern, die von Westen zur Hochsteppe hinaufführen, liegt viel Schnee. Über die Schneedecke der Pamirgebiete in

---

[1] Einige Angaben über maximale Niederschlagsmengen innerhalb 24 Stunden, aus zehnjährigen Beobachtungen ermittelt, sind nicht ohne Interesse:

	Petro Alexandrowsk	Taschkent	Pamirski Post
mittleres Tagesmaximum . *mm*	18	30	9
absolutes » *mm*	26	50	21

Die absoluten Maxima sind hoch für so trockene Gebiete. In Taschkent fielen die 50 *mm* am 28. Mai 1895 als Gußregen bei einem Gewitter, während in den am nächsten gelegenen Stationen, Dschisak und Chodschent, der ganze Monat ohne Niederschlag blieb. Nun gibt es sicher im Gebirgsabfalle Örtlichkeiten, die für Gewitterbildung und damit für solche Gußregen besonders günstig sind, so daß sowohl die hohen, früher erwähnten Jahressummen in Aktasch, besonders aber die großen Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren verständlich erscheinen.

weiterem Sinne hat Capus[1] berichtet. Da spezielle Angaben über die Schneebedeckung der Gebiete zwischen der Gebirgsrandzone und Hochsteppe fehlen, gebe ich im Auszug wieder, was ich über die Schneedecke im Gebirge von den Einwohnern in Erfahrung bringen konnte. Sehr genau sind ja derartige Angaben gewiß nicht, aber in einem Gebiete, in dem der Niederschlag im Gebirge von so großer Wichtigkeit für das ganze Land ist, sind die Angaben wohl zuverlässig genug, um eine flüchtige Orientierung zu ermöglichen.

Mittelbuchara: In Duschambe (843 *m*) $^1/_4$ Arschin Schnee, der selten liegen bleibt. In den nördlich zum Kamme der Hissarischen Kette hinaufführenden Tälern nimmt Schneefall und Schneedecke rasch zu. Sangardak (1305 *m*) und Warsob (1390 *m*) Schneedecke zirka $^1/_2$ Arschin, die sich 2—$2^1/_2$ Monate hält. In Sigdi (1968 *m*), im weiten Talschluß des Warsob, Schneehöhe 3 bis $3^1/_2$ Arschin, bleibt mitunter 6 Monate. — Der in Anbetracht der Höhe geringe Schneefall der mittelbucharischen Niederung erklärt sich wohl durch die Gebirgsumrahmung, die gegen Süd zwar nicht hoch ist, aber doch den Winden viel Feuchtigkeit nehmen muß. Für die Gebirgstäler im Norden gilt dieser Schutz nicht mehr.

Besonders hoch scheint die Schneedecke in den niedrigen Bergen zu sein, die Mittelbuchara vom Wachschtal trennen. In Obi Garm 1393 *m* Schneehöhe 4—5 Arschin, Schnee bleibt oft bis Mitte Mai liegen[2]; daß hier und in Sigdi trotz geringer Seehöhe die Schneedecke im Winter ein ernstes Verkehrshindernis ist, beweist der Gebrauch von Schneereifen.

Ostbuchara: Jenseits des Wachsch, in dem niedrigen Bergland zwischen Wachsch und Jachsu, fällt in den Tälern wenig Schnee, aber viel Regen. Baidschuan (890 *m*) und Kuliab $^1/_2$ Arschin Schnee, bleibt nie lange liegen; Chowaling (1368 *m*) 1 Arschin; Saripul (1568 *m*) $1^1/_2$—2 Arschin; in den umliegenden, zwischen 2000 und 3000 *m* hohen Bergen soll die Schneedecke regelmäßig 3 Arschin hoch werden; ein im ganzen sehr niederschlagsreiches Gebiet (Schilfdächer).

Um so niederschlagsärmer sind die hinter den vorgelagerten Bergketten im Hochgebirge verlaufenden Täler. In Kalai ljabi ob (1543 *m*), Surchobtal, Schneedecke sehr wechselnd, $^1/_2$—3 Arschin, recht wenig im Vergleich zu dem oben erwähnten Obi Garm. Erst in höheren Lagen fällt in diesen inneren Tälern wieder viel Schnee. Der Schneereichtum des Alai (angeblich 4—5 Arschin) wurde bereits erwähnt. Auf der Tuptscheker Hochfläche (3150 *m*) tiefer Schnee, der erst Mitte Juni wegschmilzt. Der wichtige Verkehrspaß Gardani Kaftar (3676 *m*) ist von Anfang Juli bis Mitte November mit Pferden benutzbar.

Auch im Chingobtal ist im Vergleich zu den vorgelagerten niedrigen Bergen um Chowaling die Schneedecke nicht bedeutend. In Tabidara (1648 *m*) nur $^1/_1$—$^1/_2$ Arschin; der Ort liegt nahe Saripul (s. o.), aber nördlich der Vorberge. Argankun (2000 *m*) zirka 2 Arschin; Kalai Lodschirk (2205 *m*) $^1/_2$—1 Arschin, Schnee bis Ende Februar (?). Im Wantschtal: Kalai Rochar (1820 *m*) 1 Spanne Schnee; Sitarg (2250 *m*) $1^1/_2$—2 Arschin.

Die Vorberge fangen viel Niederschlag ab und bedingen dadurch Schneearmut in den zentralen Haupttälern; erst in größeren Höhen, wie im Alai, findet man auch im Gebiet der zentralen Täler, in den hochgelegenen Seitentälern und an den Gebirgshängen viel Schnee. Man findet also im Winter: Hochsteppe ohne Schnee; Außenseite der Randgebirge viel Schnee; zentrale Täler schneearm; periphere Berggebiete schneereich[3].

Im Sommer, in dem die Niederschläge ausgesprochen lokalen Charakters überwiegen, verhält es sich gerade umgekehrt. Da sind die peripheren Berge vollständig regenlos, aber die häufigeren Niederschläge in den zentralen Tälern sind immer sehr unbedeutend und für die Kultur ohne Belang; Tropfen

---

[1] G. Capus, Observations et notes météorologiques sur l'Asie Centrale et notamment les Pamirs. Bull. de la Soc. de Geogr. XIII, 1892. — Auszug in Hann, Hdbch. d. Klim. III, p. 223.

[2] In dieser derzeit prächtig kultivierten Berggegend soll früher alles unfruchtbar gewesen sein, bis die früher ansässigen Usbeken durch Tadschiken verdrängt worden sind.

[3] Ich habe nach durchschnittlich siebenjährigen Beobachtungen die Zahl der Schneetage ermittelt: Termes 3, Kerki 6, Petro Alexandrowsk 9, Taschkent 22, Margelan 13, Osch 20, Khorog 24, Irkeschtam (2 Jahre) 43, Pamirski Post 23 Tage. Der Unterschied zwischen Irkeschtam und Pamirski Post ist bemerkenswert. In Pamirski Post kann in jedem Monat Schnee fallen. Auch das Becken von Ferghana hat im Vergleich mit dem frei gelegenen Taschkent wenig Schneetage. Am seltensten sind Schneefälle am Mittellaufe des Amudarja (Kerki, Termes); hier gibt es ausnahmsweise Jahre, in welchen kein Schnee fällt; aber auch die Bildung einer regelrechten Schneedecke ist eine Seltenheit. — Die Zahl der Schneetage variiert von Jahr zu Jahr sehr stark: Taschkent 36 und 8, Margelan 24 und 6, Pamirski Post 31 und 9. Geringer Schneefall im Gebirge bringt Mißernten. — In Taschkent kommt es nicht selten im April noch zu Schneefällen, bei einer mittleren Apriltemperatur wie in Neapel oder Athen; der Schaden an den Obstkulturen ist dann oft ein sehr bedeutender; das Becken von Ferghana ist geschützter. Schneefall bereits im Oktober ist in Taschkent höchst selten. Khorog, 2105 *m*, um 4° südlicher als Taschkent, hat gleich viel Schneetage wie Taschkent, aber trotz seiner Höhe im April nur ausnahmsweise Schneefall; auf das günstige Klima dieser Gebirgsoasen wurde bereits hingewiesen.

auf einen heißen Stein. Wir hielten uns vom 1. Juli bis 30. September im Gebiete des Surchob und Chingob auf. Während dieser drei Monate wurde in Baldschuan, in den südlichen Vorbergen niemals Regen beobachtet, während in Margelan (Ferghana) und auf der Hochsteppe an drei Tagen nicht meßbarer Niederschlag notiert ist. Während dieser in der Niederung und auf der Hochsteppe regenlosen drei Monate notierte ich im Gebiete der inneren Täler, zwischen Randbergen und Hochsteppe, an 27 Tagen Niederschlag, also fast an einem Drittel aller Tage! Fünf Tage, die mit Bewölkungszunahme auch in Margelan und Pamirski Post verbunden waren, hatten tagsüber schlechtes Wetter mit scharfem Temperaturrückgang, während die übrigen 22 beobachteten Niederschläge ausgesprochen lokaler Entstehung waren. Der Niederschlag war dabei immer recht geringfügig, in den Tälern kurzer, großtropfiger Regen, im Hochgebirge kurze Graupelschauer, beides häufig mit elektrischen Entladungen.

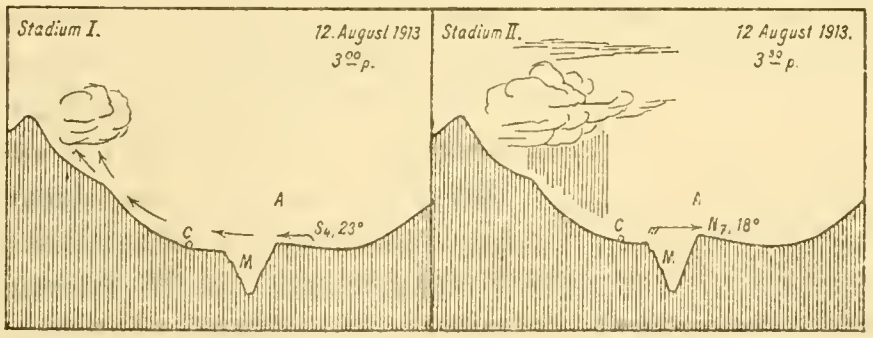
Gewitter im Gebirge.

Die Beobachtungen der russischen Stationen geben kein zutreffendes Bild der Gewitterhäufigkeit: In der Wüsten-Steppenzone zirka 7 Gewittertage im Jahr, Taschkent 14, Margelan 8, Osch 6, Pamirski Post 5, Irkeschtam 8. Der Schluß, daß in den Alai-Pamirgebirgen Gewitter sehr selten sind, ist aber nicht zutreffend. Der sicher sehr gewitterreiche Abfall des Gebirges zur Randzone ist durch keine Station vertreten.

Auch die zentralen Gebirgsteile, von der Hochsteppe abgesehen, haben im Sommer häufig Gewitter, die gewöhnlich in der Gehänge- und Gipfelregion sich abspielen, dabei aber, an alpinen Nachmittagsgewittern gemessen, einen ausgesprochenen Miniaturcharakter tragen, bezüglich räumlicher Ausdehnung des Gewitterprozesses und Ergiebigkeit der Niederschläge. Ich habe nie beobachtet, daß ein lokales Gewitter sich von seinem Entstehungsorte längs des Gebirghanges verschoben hätte. Der Gewitterprozeß breitete sich wohl lateral und nach oben aus, aber er entstand und erlosch am gleichen Ort, wobei die oberen Kessel kleiner Seitentäler als Entstehungsort bevorzugt werden. Erstaunlich war dabei, daß trotz des geringen Umfanges der meisten dieser Gewitter die Luft oft in beträchtlicher Entfernung vom Herde des Gewitters in stürmische Bewegung versetzt wurde. Die Beschreibung eines derartigen Gewitters zeigt die Vorgänge am deutlichsten.

Gewitter am 12. August 1913. Beobachtet im Muksutale, südlich der Ortschaft Chodschatau, 2630 *m* (Punkt *C* der Figur); eigener Standpunkt bei *A* (2650 *m*) im südlichen Talgehänge auf einer vorspringenden Bergecke oberhalb der Einmündung des Sagrantales in die Muksuschlucht. Entfernung *A* bis *C* in Luftlinie zirka 4 *km*. Das Gewitter entwickelte sich in einem

Fig. 7.



steilen Kessel, im Gehänge des Gebirges, das sich nördlich oberhalb Chodschatau bis zirka 4500 *m* erhebt. Der 12. August brachte Ausheiterung mit kräftiger Erwärmung nach einem Kälteeinbruch mit Neuschnee in höheren Lagen; während der in Betracht kommenden Nachmittagsstunden muß äußerst rasche Temperaturabnahme mit der Höhe angenommen werden.

Stadium I. 3 p. Geringe Cumulusbildung im Talschlusse ober Chodschatau, Basis der Wolkenbildung zirka 4000 *m*. Auffällig war nur starker Südwind (S_4), da im Ausgange des Sagrantales Talwind entgegengesetzter Richtung zu erwarten gewesen wäre. Der kräftige Talwind des gegenüberliegenden Gehänges übte offenbar eine aspirierende Wirkung auch auf die Luft des südlichen Gehänges und Seitentales. Temperatur in *A* 23°. Situation bleibt geraume Zeit stationär ohne auffällige Zunahme der Wolkenbildung. Übergang zum Stadium II. vollzog sich ungemein rasch.

Stadium II. 3^{30} p. Cumulusbildung nimmt außerordentlich rasch zu; Ausbildung eines wenig ausgedehnten Cirrostratusschirmes; unterhalb der Wolken Regenschleier (Graupeln), elektrische Entladungen. Kurze Zeit nach Ausbruch des Gewitters Umschlagen des Windes in *A* nach *N*, für kurze Zeit Sturmesstärke (*N* 7—8), gleichzeitig Abkühlung um 5°. Das Gewitter erlosch nach kurzer Dauer am Orte seiner Entstehung; der Regenschleier hatte sich maximal bis über das Gehänge zwischen *M* und *A* ausgebreitet. Der Cumulus löste sich rasch, der Cirrostratus langsamer. Abends gingen im oberen Muksutal und im hinteren Sagrantal Gewitter nieder.

Die beobachteten Vorgänge weisen durch die überaus rasche Entwicklung auf den Umsturz labil geschichteter Luftmassen hin. Der infolge starker Erwärmung des sonnseitigen Hanges oberhalb *C* sehr kräftige Talwind saugte die sicher sehr stark überwärmte Luft des Sagrantales hinüber gegen *C*. Nach den Temperaturgradienten im Gehänge dieser Gebirge in den Nachmittagsstunden muß ober *C* labile Schichtung angenommen werden, die durch Zufluß von Luft aus dem Sagrantale noch gesteigert wurde. Die Stabilisierung des Gleichgewichtes trat durch Umsturz ein, die kalten Luftmassen der Höhe schoben sich, wohl längs des Gehänges, unter die überwärmte Luft ein, die selbst stürmisch aufstieg, unter rapider Wolkenbildung und Niederschlag. Die kalte Luft mußte, wenn labile Temperaturschichtung vorausging, auch im Niveau *C*—*A* noch abkühlend wirken; der Nordsturm in *A* ist nichts anderes als die herabsinkende kalte Luft, die sich in der Tiefe ausbreitet. Nach Stabilisierung des Gleichgewichtes entfiel jede Ursache für eine Fortdauer des Gewitterprozesses.

Der Mechanismus der lokalen Wärmegewitter in den Alpen ist vermutlich ein ganz ähnlicher. Aber ich habe in den Alpen nie so isolierte Miniaturgewitter gesehen, bei welchen der ganze Gewitterkörper zu übersehen gewesen wäre. In den Alpen greift der Gewitterprozeß auch meist auf Nachbargebiete über, die Gewitter pflanzen sich scheinbar längs der Hänge fort; es ergeben sich wenig übersichtliche und irreführende Beobachtungen.

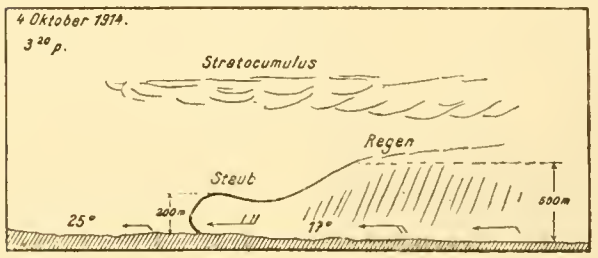
Es kommen in diesen Gebirgen natürlich auch Gewitter nicht lokalen Ursprunges vor. Die bei Besprechung der Staubnebel erwähnten Kältewellen (Wetterstürze) lassen sich sogar bis in die Hochsteppe verfolgen, wobei es stellenweise auch zu Gewittern an der Front der einbrechenden kalten Luftmassen kommt. Ein am 4. Oktober 1913 in Mittelbuchara (zwischen Kafirnihan und Duschambe) beobachteter Böeneinbruch erscheint mir als großartiges Naturexperiment einer kurzen Schilderung wert.

Böe in Mittelbuchara am 4. Oktober 1913.

Bereits morgens kündigte sich der bevorstehende Wetterumschlag in Feisabad, 1230 *m*, durch einen kurzdauernden Weststurm, leichten Regen und typisch entwickelten Mammatocumulus an. Später abnehmende Bewölkung bei Windstille. Um 3 p. ritten wir in der sehr breiten Talebene des Flusses Kafirnihan (östlicher Teil Mittelbucharas) westwärts, als vom Westen eine fahlgelbe, nach oben scharf begrenzte, der Farbe nach weithin als Sand und Staub kenntliche Mauer heraufzog, die die ganze Talbreite ausfüllte und durch rasches Wachstum nach oben rasche Vorrückung verriet: das typische Bild eines herannahenden Sandsturmes. Oberhalb der vorrückenden Luftmassen bildete sich Stratocumulus.

Durch den zufälligen Umstand, daß die Front der Böe sich südlich des Flusses Kafirnihan im flacheren Teil der Talebene sich rascher vorschob als nördlich des Flusses, konnten wir die in beistehender Figur schematisch wiedergegebene Form der Böenfront, durch groben, gelben Staub sichtbar gemacht, beobachten, ehe das Sturmfeld uns selbst erreichte.

Fig. 8.



Die Front der Böe war durch ein kopfähnliches Gebilde dargestellt, von zirka 200 *m* Höhe, ganz den Ergebnissen entsprechend, die W. Schmidt[1] hauptsächlich aus Laboratoriumsexperimenten abgeleitet hat, während die Beobachtung in der Natur nur dann möglich ist, wenn der Böenkörper durch Suspensionen irgendwelcher Art sichtbar gemacht wird. An den erwähnten Kopf schloß sich, rasch nach oben wachsend, die Hauptmasse der Böe an, durch Staub bis zu einer Höhe von zirka 500 *m* sichtbar gemacht. Der Staub war grobkörnig, von den feinen Staubnebeln der Hochregion sehr verschieden.

Wir selbst gerieten in den nördlichen Flügel der Böe. Der Wind, vorher schwach, wurde zum Weststurm von der Stärke 8 bis 9, hielt aber in dieser Stärke nur einige Minuten an. Der Sand war

[1] W. Schmidt, Gewitter und Böen, rasche Druckanstiege. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. CXIX, Wien, Juli 1910.

äußerst unangenehm, verschwand aber, da 3 bis 4 Minuten nach Einsetzen der Böe ein Regenguß niederging. Die Temperatur fiel um 8°. Das Wetter blieb bei Westwind böig mit zeitweisem Niederschlag, auch in den nächsten Tagen.

Daß der von der Böe mitgeführte Staub, der den Böenvorgang in unübertrefflich deutlicher und eindrucksvoller Form sichtbar gemacht hat, aus den Wüsten im Westen stammte, braucht nicht angenommen zu werden, da derart starker Wind im Herbst in ganz Turkestan Gelegenheit findet, sich mit Staub zu beladen. Die scharfe Abgrenzung der Staubmasse zeigt aber auf jeden Fall, daß die Böe wenigstens in ihren frontalen Teilen ein in sich abgeschlossener Luftkörper ist, streng geschieden von den Luftmassen, die durch die Böe verdrängt werden.[1]

Taubildung.

Trotz der großen Trockenheit der Luft ist Taubildung sowohl in der Niederung wie im Hochgebirge sehr häufig. Tau und Reif wird in den Stationen zu unregelmäßig und ungenau beobachtet, als daß die Ermittlung der Häufigkeit sich lohnen würde. Wie häufig Taubildung ist, geht daraus hervor, daß zum Beispiel in Margelan in der Zeit vom 15. Mai bis 15. Oktober 1913 an 130 Tagen Tau beobachtet wurde; Taubildung ist hier alltäglich. In Pamirski Post wurde anscheinend der Tau nicht notiert; auf der Tuptscheker Hochfläche und in den Gebirgstälern beobachtete ich oft reichlichen Tau.

Da zum Beispiel in Tuptschek der Einfluß wasserdampfhaltiger Bodenluft auf die Taubildung wegen der Trockenheit des Bodens nur sehr klein sein kann, andrerseits die Trockenheit der Luft auch nachts sehr groß ist, hat mich die Häufigkeit und Ergiebigkeit des Tauniederschlages oft in Verwunderung gesetzt. Aber die enorme Abkühlung des Bodens und der Luft unmittelbar über dem Boden ist eine ausreichende Ursache, wie ich an einem Beispiel zeigen will.

			Temperatur	rel. Feuchtigkeit	Dampfdruck	Taupunkt
Tuptschek 3150 *m*.	16. Juli:	8^h 15' p.:	8·4°	47 %	3·9 *mm*	— 2·3
	17. Juli:	6 a.:	6·6°	57 %	4·2 *mm*	— 1·3

Messung von Temperatur und Feuchtigkeit bezieht sich auf eine Höhe von 1·80 *m* über dem Boden. Nimmt man an, daß der Dampfdruck bis zum Boden der gleiche ist, so ist Taubildung möglich, wenn die dem Boden nächste Luftschichte eine Temperatur von — 2·3° annimmt. Nun war bereits das Minimum der Lufttemperatur — 2·5° (um 5 a.), während ein auf dem Boden liegendes Minimumthermometer sogar — 3·5° anzeigte. Da der Taufall aber sehr reichlich war, andrerseits abends nur 4 *g* Wasserdampf in 1 m^3 vorhanden waren, kann der Tau nicht durch den Wasserdampf einer ganz seichten Schichte geliefert worden sein.[2] Nun war einerseits auch in der Luft bis wenigstens 2 *m* über dem Boden die Abkühlung stark genug, um einen geringen Teil des Dampfgehaltes zu kondensieren. Andrerseits weist so reichliche Taubildung bei geringem Dampfgehalt der Luft darauf hin, daß hier eine Art konvektiver Luftbewegung mitspielt. Durch die erste Taubildung wird Wärme frei, die unterste Luftschichte erwärmt; letztere steigt auf und Luft, die noch keinen Niederschlag geliefert hat, sinkt zu Boden, wird abgekühlt und scheidet einen Teil ihres Dampfgehaltes aus. Durch die stete Wiederholung des Vorganges, der im ganzen natürlich keine sehr hohe Luftschichte betrifft, erklärt sich die unter den obwaltenden Verhältnissen sonst schwer verständliche Menge des bis zum Morgen gefallenen Taus.

---

[1] Eine bemerkenswerte Gewittererscheinung beobachtete ich als Kriegsgefangener im Juni 1915 in Taschkent. Ungefähr um 11 a. zog bei sonst völlig wolkenlosem Himmel ein einzelner, wenig ausgedehnter, fast kugelförmiger Cumulusballen in geringer Höhe sehr rasch über uns hinweg. Ehe er aber uns in das Zenith kam, krachte ein lauter Donner, ohne sichtbaren Blitz, ohne Andeutung einer höheren Wolkenbildung. Als die Wolke, deren Durchmesser sicher nicht 1 *km* betrug, über uns ging, bekamen wir einige Tropfen. Die Wolke löste sich nicht auf, sondern zog rasch gegen Osten ab. Ich habe auch in Turkestan sonst nie einen ähnlichen Vorgang beobachtet.

[2] Durch die Abkühlung der Luft auf — 3·5° werden von den 4 *g* Wasserdampf nur 0·5 *g* ausgeschieden, das heißt einer Bodenfläche von 1 m^2 wird durch die Taubildung im 1 m^3 nur 0·5 *g* Wasser zugeführt, während zum Beispiel Ferrero in Turin pro Taunacht einen Niederschlag von 130 *g* pro 1 m^2 Bodenfläche (im Mittel) gemessen hat. Nehmen wir an, daß der Taufall in Tuptschek nur halb so groß war als der mittlere Tauniederschlag in Turin, so muß man die Kondensation bereits in mehr als 100 m^3 vor sich gehen lassen, um unter den Anfangsbedingungen des mitgeteilten Falles, bei einer Abkühlung auf — 3·5°, einen Niederschlag von zirka 65 *g* pro Quadratmeter zu erhalten. Da diese Abkühlung der Luft auf — 3·5° aber nur in nächster Nähe des Bodens eintreten kann, muß man annehmen, daß die Luft sukzessive in Partien zum Boden herabsinkt.

In der Niederung liegen die Verhältnisse für häufige Taubildung günstiger. Für Taschkent findet man zum Beispiel im Juli durchschnittlich um 9 p.: Temperatur 24·8° relative Feuchtigkeit 52%, Dampfdruck 12·0 *mm*, Taupunkt 14·1°. Die Lufttemperatur sinkt während der Nacht in zirka 3 *m* Höhe über dem Boden im Mittel auf 18°; eine um 4° niedrigere Temperatur der Bodenoberfläche tritt wohl allnächtlich ein.

Nicht die Taubildung, sondern nur der oft reichliche Taufall ist demnach bemerkenswert. Man sieht gleichzeitig, wie außerordentlich ungünstig die Verhältnisse für Bildung von Bodennebel liegen, da man bereits zur Erklärung der Taumengen in diesen trockenen Gebieten den Dampfgehalt einer Luftschichte von beträchtlicher Höhe in Berücksichtigung ziehen muß.

Hagel und Graupeln.

Hagel scheint in ganz Turkestan selten zu sein. Aus achtjährigen Beobachtungen ergibt sich pro Jahr die Zahl der Tage mit Hagel: Taschkent 1·5, Margelan 0·1, Osch 1·6, Pamirski Post 1·0. In Khorog wurde in 5, in Irkeschtam in 2 Jahren kein Hagel beobachtet. Graupelfall ist hingegen im Hochgebirge im Sommer sehr häufig. Speziell in der Region der Gletscher findet im Sommer eine nicht unbeträchtliche Niederschlagszufuhr durch Graupelfall ein, der durch die mächtigen Cumulusmassen über den Bergketten geliefert wird; ich glaube aber, daß dabei den Gletschern nur zurückerstattet wird, was ihnen einige Stunden früher durch Verdunstung entzogen wurde, so daß für die Ernährung der Gletscher der häufige Graupelfall im Sommer außer Betracht bleiben kann.

Höhenlage der Kondensationsgrenze in der Niederung und über der Hochsteppe.

In einem Gebiet, in dem wenigstens im Sommer Einwirkung von außen her auf den Witterungsablauf höchst selten ist, während andrerseits die völlige Regenlosigkeit der Niederung zu den Sommerniederschlägen im Gebirge in schroffem Gegensatz steht, ist eine rohe, orientierende Betrachtung über die mittlere Kondensationshöhe h in den verschiedenen Monaten nicht ohne Interesse.

Wir benutzen zur Berechnung der Kondensationshöhe die Näherungsformel von Hennig:[1] $h = 122\ (t - \tau)$, in der t die Lufttemperatur, τ die dem herrschenden Dampfdruck entsprechende Taupunktstemperatur ist. Berechnet wird, wie hoch in den einzelnen Monaten die Luft aufsteigen muß, damit Kondensation eintritt. Wir rechnen h gesondert für 7 a. und 1 p. Morgens erhält man viel kleinere Werte für h, da die untersten, dem Boden nahen Schichten kälter und feuchter sind als höhere Schichten. Die für 7 a. berechneten Werte geben an, in welchen Höhen Kondensation beginnen kann; aber für Kondensation in dieser geringen Höhe steht nur die seichte, bodennahe Luftschichte zur Verfügung, in der morgens die Temperatur nach oben zunimmt. Die für 1 p. berechneten Werte von h haben viel allgemeinere Bedeutung, natürlich nur dann, wenn Ursachen vorhanden sind, die die Luft tatsächlich bis in die Höhe h befördern.

Kondensationhöhe h.

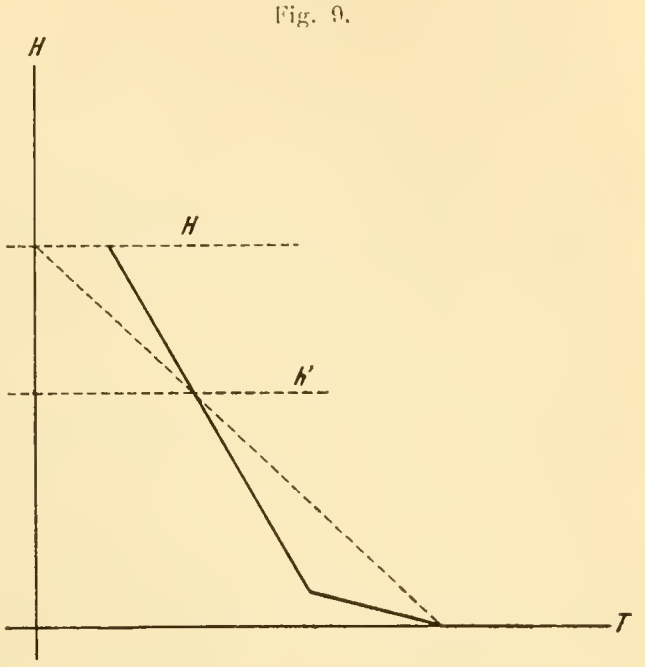
		Jänner	April	Juli	Oktober
Taschkent.....	7 a.	329	598	1049	512 *m*
	1 p.	756	1379	2269	1510 »
Pamirski Post.....	7 a.	—	768	1232	842 »
	1 p.	756	1765	2184	1708 »

Taschkent: Im Winter ist h klein, aber die Temperaturschichtung so stabil, daß Kondensation infolge lokaler Konvektion sehr unwahrscheinlich ist. Die Niederschläge werden im allgemeinen durch das Eindringen von Luftströmungen aus anderen Gebieten erzeugt werden. Im April hingegen sind trotz starken Anwachsens der Kondensationshöhe lokale Niederschläge am wahrscheinlichsten, wegen der in dieser Jahreszeit sehr starken Erwärmung des Bodens und der untersten Luftschichten, während die höheren Luftschichten noch kalt sind. Der für 1 p. berechnete Wert von h entspricht dem Betrage nach den Erfahrungen, die man anderwärts über den Wirkungsbereich der täglichen Konvektionsvorgänge gewonnen hat. Im Juli hingegen liegt unter den durchschnittlichen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen die Kondensationshöhe so hoch, daß man die Unmöglichkeit bedeutender lokaler Niederschläge durch eine rohe quantitative Betrachtung dartun kann.

[1] R. Hennig, Met. Z., 1895, p. 125 ff.

Die Betrachtung stützt sich auf den in nebenstehender Figur angedeuteten Vorgang. In einem System, das die Änderung der Temperatur mit der Höhe zu verfolgen erlaubt, ist die ausgezogene Linie eine Temperaturzustandskurve, charakteristisch für Juli und Mittag, unter der Annahme stark überadiabatischen Temperaturgefälles in den untersten Schichten. Die gestrichelte Linie ist die Zustandsänderungskurve für den Fall, daß die überwärmte Luft vom Boden aufsteigt; ihr Aufsteigen unter adiabatischer Abkühlung kann nur bis in jene Höhe h' vor sich gehen, die durch den Schnittpunkt beider Kurven gegeben ist.

Fig. 9.



Wir berechnen h' für Taschkent, Juli, 1 p, Temperatur 34°. Auf Seite 54 wurde gefunden, daß im Juli die isotherme Fläche von 0° über der Niederung in einer Seehöhe von 4880 *m* liegt (Höhe H); mittlerer Gradient Taschkent — H 0·78°/100 *m*. Unter der sicher übertriebenen Annahme, daß bis in eine Höhe von 400 *m* über Taschkent ein überadiabatischer Gradient von 1·5°/100 *m*, oberhalb bis H ein Gradient von 0·72°/100 *m* herrsche, ergibt sich h', das heißt die Höhe, bis zu der die Luft vom Boden aufsteigen kann, zu rund 1700 *m*. Die Kondensationshöhe h ergibt sich gleichzeitig zu 2269 *m*, das heißt selbst unter der gemachten, übertriebenen Annahme kann Kondensation nicht eintreten. Da im Sommer Kältewellen und dergleichen von außen kommende Störungen höchst selten sind, erklärt sich der niederschlagslose, wolkenlose Sommer Westturkestans von selbst.[1] Für April und Oktober kann man eine analoge Betrachtung nicht durchführen, weil in diesen Monaten die Höhenlage der 0° Fläche viel zu wenig genau bestimmt ist.

Pamirski Post: Für die Hochsteppe haben sich Werte der Kondensationshöhe h ergeben, die ungefähr mit jenen in der Niederung übereinstimmen. Im Jänner und Winter überhaupt ist lokale Kondensation wegen der äußerst stabilen Temperaturschichtung ausgeschlossen. Umso günstiger sind die Bedingungen im Frühling, da zum Beispiel im Mai sich zwischen der Hochfläche und der Höhe der 0°-Fläche (4300 *m*) sich je nach der Tageszeit Gradienten von 1 bis 1·5° ergeben. Die konvektiv aufsteigenden Luftmassen können also immer ihre Kondensationshöhe erreichen. Tatsächlich findet man auf der Hochsteppe auch im Mai und Juni die häufigsten und ergiebigsten Niederschläge. Da die Erwärmung im Laufe des Sommers in große Höhen vordringt, werden im Hochsommer die Bedingungen für lokale Kondensationsvorgänge wieder ungünstiger. Aber selbst im Juli und August ist der Temperaturgradient um 1 p zwischen Pamirski Post und 0°-Fläche 1·18°, beziehungsweise 1·08°, wobei der Gradient in den unteren Schichten größer, in den höheren kleiner sein wird. Aber die Bedingung zum Aufsteigen der Luft bis in das Kondensationsniveau (2184 *m* über der Hochsteppe im Juli) ist im Sommer in den heißen Tagesstunden stets vorhanden, woran selbst bedeutende Irrtümer in unserer Berechnung der Höhenlage der 0°-Fläche nichts ändern können.

Unter diesen Umständen kann die Frage gestellt werden, warum auf der Hochsteppe Wolkenbildung und Niederschlag in der wärmeren Jahreshälfte nicht alltäglich eintritt. Die große Trockenheit der Luft ist kein Argument dagegen, da der geringe Dampfgehalt ja in die Berechnung der Kondensationshöhe miteinfließt. Die Beantwortung der Frage liegt vielmehr darin, daß die den günstigen Auftriebsverhältnissen entsprechende Häufigkeit von Wolken und Niederschlag nicht an Ort und Stelle über Pamirski Post beobachtet wird, sondern in den Randgebirgen, da im Gebirge die Konvektion in der Form regelmäßiger Luftströmungen (Tal- und Bergwind) vor sich geht. Als Talwind steigt die erwärmte Luft längs der Berghänge in die Höhe und die Kondensationsprodukte sammeln sich nicht über den tiefen Gebieten der Hochsteppe und der großen Täler, sondern seitlich über den Gebirgskämmen. Auf die Häufigkeit der Wolkenbildung und Niederschläge, wenn letztere auch wenig ergiebig sind, im Hochgebirge wurde bereits früher hingewiesen.[2]

---

[1] Daß unter ähnlichen, der Wolkenbildung eher noch ungünstigeren Bedingungen in Ostturkestan im Sommer trotzdem eine viel stärkere Bewölkung beobachtet wird, ist nur ein Zeichen dafür, daß diese stärkere Wolkenbildung nicht lokalen Ursprunges ist. Die häufigen und ergiebigen Sommerniederschläge Osttibets weisen ja auch deutlich auf noch vorhandenen Monsuneinfluß hin. Der Bereich stärkerer Bewölkung erstreckt sich dabei natürlich viel weiter als der Bereich der Niederschläge.

[2] Ein Faktor, der stark vermindernd auf den Auftrieb der überwärmten Luft einwirkt, ist ohne Zweifel die überaus starke lokale Staubentwicklung auf der Hochsteppe. Nach Olufsen nimmt im Sommer die konvektiv aufsteigende Luft so große Massen von Staub mit sich, daß der Sonnenrand unscharf wird und die Sonne selbst von einem rot-grünlichen Dunst umgeben ist. Nachts sinken diese Staubmassen wieder zu Boden. Tagsüber aber muß der Transport dieses Staubes und sein Schweben den Auftrieb der warmen Luft stark beeinträchtigen; ohne Angaben über den Staubgehalt pro m^3 läßt sich der Effekt freilich nicht abschätzen. Vielleicht sind es auch diese Staubmassen, die im Sommer in Pamirski Post nach Sonnenuntergang einen so vehement raschen Temperaturfall wie auf der staubfreien Tuptscheker Hochfläche verhindern.

Da die 0°-Fläche im Gebiete der Hochsteppe im Juli und August in einer Seehöhe von 5200 bis 5400 *m* angenommen werden kann, während die Kondensationshöhe (*h* = 2100 bis 2300 *m*) in Seehöhen von 5600 bis 5800 *m* liegt, ergibt sich, daß die Kondensation auch im Hochsommer nur in der Nähe und meist erst unterhalb des Gefrierpunktes eintreten kann, wodurch sich die Häufigkeit von Graupelfällen im Hochgebirge ohne weiteres erklärt. Vereinzelnte große Regentropfen, die dabei mitunter in die Talregion fallen, sind wohl meistens geschmolzene Graupelkörner.

Die für 7 a. berechneten Werte von *h* wurden nicht in Betracht gezogen. Sie stellen die viel niedrigere Kondensationshöhe für die seichten, durch starke Wärmeabgabe in Bodennähe abnorm erkalteten untersten Luftschichten dar, die gewöhnlich nach oben durch eine Fläche mit diskontinuierlichem Übergang zu höherer Temperatur scharf begrenzt sind. Allerdings sind diese Luftschichten die ersten, die nach Beginn der Konvektion aufsteigen. In der Tat beobachtet man in den Alpen an schönen Sommertagen häufig leichte Wolkenbildung — oft in der Form von Wolkenbänken im Gehänge der Berge — in den Morgenstunden, die sich bald wieder löst. Die bodennahen, morgens durch Temperaturumkehr ausgezeichneten Schichten sind aber zu wenig mächtig, um trotz der geringen Kondensationshöhe zu starker Wolkenbildung Veranlassung zu geben. Daß zwischen diese erste und die später einsetzende umfangreiche Wolkenbildung in größerer Höhe eine wolkenfreie Zwischenzeit eingeschaltet ist, hängt vielleicht mit der früher erwähnten Fläche diskontinuierlichen Temperaturüberganges zusammen. Auf jeden Fall kommt den für 7 a. berechneten Werten von *h* keine größere Bedeutung zu.

Der große Gegensatz, der zwischen Niederung und Hochregion (inklusive Hochsteppe) bezüglich der Häufigkeit von Kondensationsvorgängen im Sommer besteht, dürfte durch diese orientierende Betrachtung genügend geklärt sein. Der viel größere absolute Dampfgehalt der Niederung im Sommer gibt deshalb nicht zu häufiger lokaler Wolkenbildung Veranlassung, weil die Bedingungen für das Aufsteigen der überwärmten Luft bis in Kondensationshöhe fehlen, während über der Hochsteppe und (abgeschwächt) im Hochgebirge diese Bedingungen infolge der ausnehmend raschen Temperaturabnahme mit der Höhe immer gegeben sind. Von Einflüssen der allgemeinen Druckverteilung (Einfluß des subtropischen Hochdruckgürtels) können wir dabei ganz absehen; sie verschärfen den Gegensatz zwischen Niederung und Hochgebirge und sind in vollem Ausmaße zu berücksichtigen, wenn man die Gegensätze zwischen West- und Ostturkestan diskutiert.

17. Windverhältnisse.

Nach einem kurzen Überblick über die Windverhältnisse des ganzen Gebietes auf Grund einiger, repräsentativer Stationen wird die Luftbewegung in den Gebirgstälern und auf der Hochsteppe eingehender besprochen.

Tabelle 20.

Windhäufigkeit (Terminstunden); Jahresmittel.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calm.
Niederung:									
Petro Alexandrowsk	**257**	134	89	39	27*	49	80	94	325
Taschkent	**172**	**176**	160	82	63*	73	72	159	143
Samarkand	35	47	113	**205**	137	104	62	33*	350
Gebirge:									
Khorog	9	22	**118**	29	43	35	**157**	37	618
Irkeschtam	14	47	47	47	121	**483**	152	11	104
Pamirski Post	**97**	**111**	59	74	**116**	**137**	61	55	386

(Mittel aus 5 Jahren).

Windhäufigkeit; Jahreszeitenmittel.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calm.
Taschkent:									
Winter	32	**54**	**49**	26	20	18	11	27	34
Frühling	**50**	**47**	32	21	20	17	15	**45**	29
Sommer	**45**	31	36	21	14	21	23	**43**	42
Herst	**45**	**43**	**44**	14	10	18	23	**44**	32
Pamirski Post:									
Winter	26	**34**	9	16	23	**27**	15	14	107
Frühling	22	**34**	16	16	33	**46**	12	13	82
Sommer	26	**27**	14	21	27	**42**	18	20	81
Herbst	**23**	15	19	20	**33**	22	15	9	115

Die Niederung ist in der Tabelle durch Petro Alexandrowsk, Taschkent, Samarkand vertreten; insoferne charakteristische Stationen, als sie gerade jene Erscheinung gut erkennen lassen, die den Windverhältnissen in ganz Westturkestan ein auffälliges Gepräge gibt: In allen Stationen, die unterhalb 500 *m* liegen (neben Petro Alexandrowsk und Taschkent noch Kasalinsk, Turkestan, Namangan, Kerki) herrschen Nordwinde vor, wobei sich von Nord nach Süd (Kasalinsk—Kerki) die häufigste Richtung von NE über N nach NW verschiebt.

Die Stationen zwischen 500 und 2000 *m* (Aulie Ata, Prschewalsk, Narynsk) verhalten sich wie Samarkand mit ausgesprochen vorherrschenden Südostwinden, ohne daß man lokale Einflüsse (Talrichtung etc.) für das Vorherrschen dieser Richtung verantwortlich machen könnte. In noch größerer Höhe finden wir Irkeschtam als charakteristische Station mit weitaus überwiegenden Südwestwinden.

Khorog und Pamirski Post haben Häufigkeitsmaxima bei zwei einander entgegengesetzten Richtungen, worin sich von vornherein überwiegender Lokaleinfluß (Wechsel von Berg- und Talwind) kundgibt. Die in Irkeschtam ausschließlich wehenden Südwestwinde stehen in Übereinstimmung mit den Erfahrungen aller Reisenden.

Die Tatsache, daß zwischen 500 und 700 *m* die unten in ganz Turkestan vorherrschenden Nordwinde plötzlich in Südwinde übergehen, ist eine der merkwürdigsten Erscheinungen in den mittleren meteorologischen Zuständen Westturkestans. Ehe nicht ein umfangreicheres Beobachtungsmaterial vorliegt, dürfte eine gründliche Untersuchung dieser bisher anscheinend nicht beachteten Erscheinung auf große Schwierigkeiten stoßen. Wen man bedenkt, daß die Höhe von zirka 500 *m* auch das Gebiet weit verbreiteter winterlicher Temperaturumkehr (siehe Abschnitt 1) nach oben abschließt, so liegt es allerdings nahe, gerade in den untersten Luftschichten ein vorwiegendes Einströmen kälterer Luft von Norden her anzunehmen. Da aber in den unteren Schichten die Nordwinde auch im Sommer vorherrschen, muß man mit Rücksicht auf das im Sommer sehr langsame, süd-nördliche Temperaturgefälle schließen, daß zumindest nicht die Temperaturgegensätze allein das Vorherrschen der Nordwinde in einer so seichten Schichte erklären können. Dadurch, daß die allgemeine Luftdruckverteilung in Mittelasien vom Winter zum Sommer die bekannte gründliche Umgestaltung erfährt, werden die in allen Jahreszeiten vorherrschenden Nordwinde unterhalb 500 *m*, die Südwinde ober 500 *m* noch schwerer erklärlich. Man hat fast den Eindruck, daß die Nordwinde der tiefsten Schichten passatartigen Charakter haben, während bereits in geringen Höhen eine Art von Antipassatströmung vorherrschend wird — eine in Anbetracht der subtropischen Breite gewiß äußerst gewagte Annahme. Man darf aber auch nicht vergessen, daß die Riesengebirge, die Turkestan von den Tropen scheiden, außerordentliche Abweichungen von einer Luftdruck- und Windverteilung bedingen, wie sie ohne diese Gebirge sich ausbilden müßten.

Die höher gelegenen Gebiete der Gebirgsrandzone und das Gebirge selbst sind den häufigen Nordwinden entrückt. In freier Lage herrschen im Gebirge überall südliche Winde vor, die mit zunehmender Höhe immer weiter nach rechts drehen. Auch der Wolkenzug geht, wenigstens im Sommer, fast durchwegs aus SW und W vor sich. Auf Gipfeln und Pässen beobachtet man fast nur

Süd- und Südwestwind. Bei 25 Beobachtungen in ganz freier Gipfellage habe ich notiert: S achtmal, SW zehnmal, W viermal, N dreimal.

Die Gebirgstäler und, nach Pamirski Post zu schließen, auch die flachen, weiten Talsysteme der Hochsteppe stehen ganz unter dem Einflusse der periodisch wechselnden Berg- und Talwinde. Khorog repräsentiert die Verhältnisse in den großen Gebirgstälern: Viele Windstillen, ausschließlich Berg- und Talwinde, wobei letzterer viel stärker ist und deshalb auch häufiger notiert wird. Auch im Surchob-, Chingob- und Wantschtal habe ich den Bergwind immer nur schwach gefunden, während der zwischen 9 und 11^h einsetzende Talwind abends nicht selten Sturmstärke erreicht.[1] Berechnet man für Khorog die Windhäufigkeit für Winter und Sommer gesondert, so erhält man:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalm.
Winter	4·2	13·4	**49·4**	11·4	15·8	18·6	**48·0**	11·8	367·4
Sommer	3·6	8·7	**68·2**	17·3	27·2	15·9	**119·1**	25·4	250·4

Der Winter ist ruhiger als der Sommer; die Zunahme im Sommer betrifft fast nur die Ost- und Westwinde, und zwar besonders letztere, was für ganz Turkestan gilt und durch das innerasiatische Luftdruckminimum im Sommer bedingt ist.

In Pamirski Post tritt der Tagwind als SW, der Nachtwind (Bergwind) als NE auf. Da bei Pamirski Post eine Reihe von Steppentälern sich vereinigt, sind die Verhältnisse nicht ganz so einfach wie in Khorog. Die Südwestwinde erfahren im Sommer eine beträchtliche Zunahme.

Die Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen in Pamirski Post widerspricht den Angaben der Reisenden, daß man auf der Hochsteppe ausschließlich West- und Südwestwinde trifft. Irkeschtam aber beweist, daß die Angaben der Reisenden wohl ein zutreffenderes Bild geben als die fünfjährigen Mittelwerte unserer Hochsteppenstation. Der Reisende übersieht die schwachen Bergwinde und gibt ein summarisches Urteil nur auf Grund der viel stärkeren Bergwinde, die im Gebiete der Hochsteppe abends im Sommer meist Sturmstärke erreichen sollen. Um diese Angaben zu kontrollieren, habe ich die mittlere Windstärke, die in den russischen Jahrbüchern im *m*/sek. angegeben wird, für Taschkent und Pamirski Post für die Terminstunden berechnet.

Tabelle 21.

Mittlere Windgeschwindigkeit (*m*/sek).

	Winter				Frühling				Sommer				Herbst				Jahres-mittel
	7a.	1p.	9p.	M	7a.	1p.	9p.	M	7a.	1p.	9p.	M	7a.	1p.	9p.	M	
Taschkent	1·7	**2·1**	1·6	1·8	1·9	**2·3**	1·8	2·0	1·6	**2·0**	1·7	1·8	1·5	**2·0**	1·5	1·7	1·8
Pamirski Post	1·6	**2·0**	2·0	1·9	1·4	**6·7**	3·5	3·9	1·0	3·6	**4·3**	3·0	1·3	**3·8**	3·0	2·7	2·8

Die Jahresmittel sind 1·8 *m* in Taschkent, 2·8 *m* in Pamirski Post, also nicht sehr verschieden. Taschkent gilt mit Recht als sehr ruhiges Gebiet, so daß auch der nur wenig größere Wert für Pamirski Post nicht für häufige starke Winde auf der Hochsteppe spricht. Aber auf der Hochsteppe ist die Zahl der Kalmen viermal so groß wie in Taschkent, so daß die mittlere Geschwindigkeit lediglich der Windstunden auf der Hochsteppe weitaus größer sein muß als in Taschkent, wo im Observatoriumsbetrieb auch der leichteste Wind beachtet und notiert wird.

Die Tabelle zeigt ferner, daß in Taschkent jahreszeitliche Unterschiede so gut wie nicht vorhanden sind und daß auch das Maximum der Windgeschwindigkeit um 1 p in allen Jahreszeiten fast

[1] In den Seitentälern der großen Haupttäler wird die Richtung des Tagwindes immer durch die Richtung des Seitentales bestimmt. Wenn im Surchobtal noch so starker Westwind weht, so tritt der Talwind in den südlichen Seitentälern doch immer als N, in den nördlichen als S auf.

gleich hoch ist. Ganz anders auf der Hochsteppe! Der Winter ist ruhig wie in der Niederung. Im Frühling aber ist die mittlere Windgeschwindigkeit mehr als doppelt so groß wie im Winter, nimmt im Sommer bereits wieder ab. Ebenso ausgesprochen sind die jahreszeitlichen Unterschiede, die den täglichen Gang betreffen. Um 7 a ist die Luft immer sehr ruhig, ruhiger noch als in Taschkent. Im Winter bleibt es auch tagsüber ruhig, aber im Frühling beginnen so heftige Tagwinde, daß im April die Windgeschwindigkeit um 1 p. fünfmal größer ist als um 7 a. Leider liegen nur Terminbeobachtungen vor. Die Angabe der Reisenden, daß der Wind in den späteren Nachmittagsstunden sich gewöhnlich bis zum Sturm steigert, ist glaubhaft; beachtenswert ist in dieser Beziehung, daß im Sommer erst der Abendtermin 9 p. die stärkste Luftbewegung ergibt.

Der jährliche und tägliche Gang der Windgeschwindigkeit ist vollständig durch die Erwärmungsvorgänge bedingt. Im Winter, wenn die weiten Steppenbecken mit kalter Luft erfüllt sind, fehlt jede Vorbedingung zu stärkerer Luftbewegung. Im Frühling jedoch, wo speziell mittags eine ganz außerordentlich rasche Temperaturabnahme mit der Höhe herrscht, muß der Tagwind seine größte Stärke erreichen. Im April 1900 ergab sich zum Beispiel 1 p. eine mittlere Windgeschwindigkeit von 9·6 *m*/sek., im Mai 1897 eine solche von 9·2 *m*, gewiß Durchschnittswerte von respektabler Größe für Winde lokaler Herkunft.

Daß die Hochsteppe in der warmen Jahreshälfte gegenüber der freien Atmosphäre als Sitz eines lokalen Luftdruckminimums zu betrachten ist, wurde bereits früher hervorgehoben. Der tägliche Gang des Luftdruckes in Pamirski Post beweist auch, daß dieses Minimum sich tagsüber beträchtlich vertieft. Die Erwärmung der Luft über der Hochsteppe und das Aufsteigen derselben muß eine stark saugende Wirkung auf die Luftmassen der freien Atmosphäre und über den Tälern ausüben, so daß die Sommerstürme der Hochsteppe nichts anderes sind als abnorm heftige Talwinde, veranlaßt durch die abnorm starke Erwärmung der Luft über der Hochsteppe.[1]

Ein Überblick über die Windverhältnisse ergibt also: Vorherrschende Nordwinde bis zirka 500 *m*, darüber Südostwinde, die mit zunehmender Höhe über Süd- in Südwestwinde übergehen. Gebirgstäler und die Täler der Hochsteppe stehen ganz unter dem Einflusse lokaler, nach Richtung und Stärke periodisch wechselnder Winde, wobei die spezifischen Temperaturverhältnisse, die wir auf der Hochsteppe als Wirkung der Unterlage gefunden haben, in sehr auffälliger Weise auch auf die Entwicklung der Luftströmungen Einfluß nehmen.

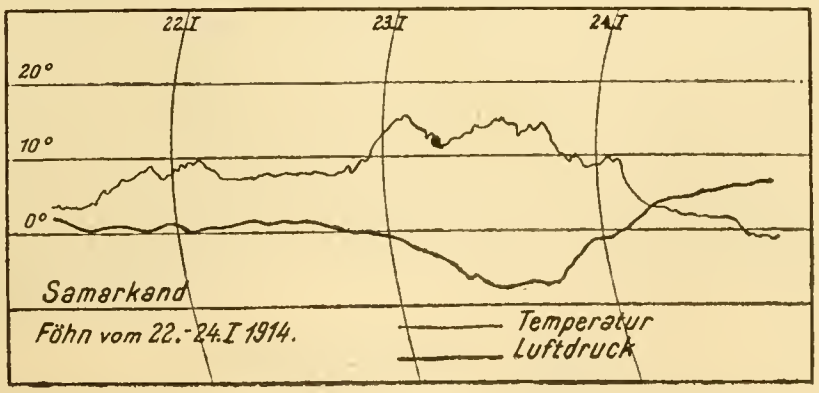
18. Klimatische Höhengrenzen.

Unter zahlreichen Notizen über die Höhenlage wichtiger Kulturzonen (Getreidebau etc.) finden sich nur wenige, die sich tatsächlich auf die oberste Grenze beziehen, da die meisten Beobachtungen durch später ausgeführte als noch unterhalb der maximalen Höhe gelegen sich herausstellen. Man passiert eben die Höhengrenzen selbst im Laufe einer längeren Reise nicht allzu oft.

---

[1] Daß Föhnwinde in der Gebirgsrandzone häufig sind, darauf wurde bereits bei Besprechung der Temperaturextreme hingewiesen. Sehr häufig ist der Föhn als Südostwind in der kalten Jahreshälfte in Samarkand, wobei er wie in den Nord-

Fig. 10.



alpen stets auf der Vorderseite heranziehender Depressionen auftritt, bei fallendem Luftdruck. Die obenstehende Registrierung aus Samarkand zeigt die große Übereinstimmung mit dem Föhnverlauf in Stationen des nördlichen Alpenvorlandes.

Wir haben früher bereits hervorgehoben, daß die Temperaturen mit zunehmender Massenerhebung in gleichem Niveau höher werden, was auf jeden Fall für den Sommer gilt. Speziell nimmt von der Randzone weg im Gebiete der großen Gebirgstäler die Temperatur außerordentlich langsam ab, wodurch bei Reduktion der Temperaturen auf gleiches Niveau die zentralen Gebirgsteile viel wärmer erscheinen müssen als die peripheren Gebirgsteile. Andrerseits nimmt der Niederschlag von der Peripherie gegen die zentralen Gebiete ab. Diese Verhältnisse spiegeln sich auch in dem allgemeinen Höherrücken der Kulturgrenzen von Westen gegen Osten wieder. Als peripheres Gebiet ist im folgendem die Hissarische Kette, besonders deren Südseite bezeichnet, während als zentrale Gebiete die Täler des Surchob, Chingob, Pändsch, Wantsch bezeichnet sind; die Karte orientiert über die Lage dieser Gebiete.

Ständige Siedelungen.

In der Hissarischen Kette gehen auf der niederschlagsreichen Südseite, deren kurze Täler zur mittelbucharischen Talebene absinken, die Dörfer nicht viel über 2000 *m* (Sigdi im Warsobtal 2000 *m*, Bachtscha im Tal Sangardak nur 1600 *m*), auf der Nordseite, im langgestreckten Serafschantal selbst, liegen Dörfer bis zirka 2400 *m*; Dichesar, zirka 2500 *m*, wird nur mehr als Sommerplatz benutzt. Viel günstiger liegen die Verhältnisse in dem Seitentalsystem des Fan-Jagnob (s. Karte), das, von allen Seiten durch hohe Gebirge geschützt, alle Vorteile eines zentralen Gebirgstales bei relativ großer Nähe der Gebirgsrandzone aufweist und ständige Siedelungen noch in einer Höhe von 2700 bis 2800 *m* zuläßt (Nowobad 2750 *m* ?). Hier, in diesem abgeriegelten Talsystem reift auch die Weintraube noch in einer für die westliche Lage ganz abnormen Höhe.

Was sich im Jagnobtal als Effekt einer ganz besonders begünstigten Lage darstellt, finden wir im Gebiete des Surchob und Pändsch als Regel: Chodschatau im Muksutale 2630 *m*, Paschimgar im Chingobtal 2660 *m*, Warschitt im Seitental Obi Masar 2850 *m*. Am oberen Pändsch (Wachan) liegt Liangar gischt 2915 *m* und auf der Zehnwerstkarte sind in Wachan Dörfer bis zu einer Höhe von 3300 *m* eingezeichnet, wobei es sich aber oberhalb Liangar gischt wahrscheinlich nicht mehr um ständig bewohnte Siedelungen handelt. In dem ganzen Gebiete zwischen Syr- und Amudarja kann 2900 *m* als obere Grenze ständiger Siedelung betrachtet werden, selbst dort, wo in noch größerer Höhe Getreide gebaut wird. Der Höhe von 2900 *m* entspricht eine mittlere Jahrestemperatur von zirka 2°, eine Sommertemperatur von zirka 13°, also Temperaturen, die wir in den Ostalpen (Tirol) in einer Höhe von zirka 1700 *m* treffen, die auch in Tirol ungefähr die Grenzhöhe für ständige Siedelung darstellt.

Sommersiedelungen.

Man muß den nomadisierenden Sommerweidenbetrieb der Bergkirgisen von dem Almbetrieb der Tadschiken und Galtschas unterscheiden. Die Bergkirgisen nomadisieren über die ganze Hochsteppe, wo ihre Lager bis über 4000 *m* gehen, und werden auch außerhalb der Hochsteppe überall getroffen, wo Kameele weiden können (Tuptscheker Hochfläche, Auls bis 3300 *m*). Der stabile Almbetrieb der ansässigen Bevölkerung entspricht äußerlich dem alpinen, nur ist der Höhenunterschied gegenüber den ständigen Siedelungen nicht sehr groß. In der Hissarischen Kette (Südseite) habe ich keine Alm ober 2500 *m* gefunden, während sie in den zentralen Teilen (Surchob, Chingob) bis 3300 *m* reichen. Man gewinnt den Eindruck, daß stabile Sommersiedelungen im allgemeinen nur bis zur Höhengrenze des Getreidebaues gehen, worin ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem alpinen Almbetrieb liegt.

Grenze des Getreidebaues.

Am höchsten geht überall die Gerste; Anbau des Weizens endigt zirka 500 *m* tiefer. In der Hissarischen Kette geht Gerste im Mittel bis zirka 2600 *m*, im Surchob-Muksutal bis 2900 *m*, in

den Verzweigungen des Chingobtales bis 3200 *m*. Nimmt man im Mittel rund 3000 *m* als obere Grenze des Getreidebaues, so ergibt sich als Jahresmittel der Temperatur zirka 1°, als Sommermittel 11 bis 12°. In Südtirol zum Beispiel liegt die Getreidegrenze in zirka 1600 *m* bei übereinstimmenden Temperaturen.

Geerntet wurde die Gerste in Sariassia (Mittelbuchara) 631 *m* ungefähr am 20. Juni, in Kalai Lodschirk (Chingob) 2240 *m* am 28. August, in Paschimgar 2660 *m* am 4. September, in Warschitt 2850 *m* am 15. September. Der Weizen wird in Sariassia Ende Juni, in Kalai Lodschirk Mitte September eingebracht.

Obst- und Weinbau.

Die Oasen ganz Turkestans sind Gebiete intensiver Obstkultur; die Schuttkegeloasen der Gebirgstäler sind besonders berühmt wegen des schmackhaften Obstes, das in getrocknetem Zustande in den armen Gebirgstälern auch eine wichtige Rolle als Nahrungsmittel spielt. Für die klimatische Begünstigung der zentralen Täler ist namentlich die Kultur der Weintraube bezeichnend.

Auf der niederschlagsreicheren Außenseite der Hissarischen Kette geht die Weintraube nicht höher als bis 1400 *m* (Sangardak 1305 *m*, Warsob 1390 *m*, Kschtut 1400 *m*, Obi Garm 1380 *m*; in letzterer Ortschaft gibt es nur mehr wenig Trauben). In dem allseits bergumschlossenen, zum Serafschan gehörigen Seitentalsystem des Fan-Jagnob reift die Weintraube noch in Takfan 1820 *m*, in einem orographisch ähnlich begünstigten Gebiete, wie es in den Alpen das obere Rhonetal darstellt, wo ebenfalls der Weinbau außerordentlich hoch geht. Wie stark unter Umständen die lokale Begünstigung auf kurze Entfernung sich äußert, ersieht man zum Beispiel auch daraus, daß auf der niederschlagsreichen Südseite der Hissarischen Kette in Sigdi 2000 *m* weder Äpfel noch Aprikosen reifen, wohl aber in Pasrud, in gleicher Höhe, im Gebiete des geschützten Fandarja.

Im Surchob-Muksutal, das, wie bereits in Abschnitt 1 erwähnt, mit den Hochsteppengebieten in direkter, offener Verbindung steht, äußert sich die Begünstigung der zentralen Täler noch nicht sehr auffällig. In Garm 1351 *m* gibt es viele Weintrauben, in Kalailjabi-ob 1543 *m* werden sie zur Not, in Kanischbek 1714 *m* gar nicht mehr reif. Um so begünstigter sind die gegen die Hochsteppengebiete ganz abgeriegelten Täler des Chingob und Wantsch. In ersterem geht die Weintraube bis Argankun 1940 *m*, im Wantschtal bis Bunai 2030 *m*. Ungefähr bis zur gleichen Höhe reifen Melonen und im Wantschtal habe ich abgereifte Baumwollstauden in 1950 *m* gesehen.

In der Hissarischen Kette kann man als Grenze des Weinbaues 1400 bis 1500 *m* annehmen; mittlere Sommertemperatur (Juni-August) rund 20°. Im Chingob- und Wantschtal Grenze des Weinbaues zirka 2000 *m*; mittlere Sommertemperatur (nach Khorog) zirka 20·5°. Die mittlere Sommertemperatur im Südtiroler Weingebiet, wo der Wein bis zirka 750 *m* geht, ist etwas niedriger, zirka 17·5°. Aber in diesen Höhen wird in Südtirol der Wein an Stöcken gezogen; in Turkestan wächst der Wein sozusagen wild in den Obstgärten, also unter ähnlichen Bedingungen wie in den Laubenkulturen um Bozen und Meran, wo man ebenfalls Sommertemperaturen von zirka 20° trifft.

Derart günstige klimatische Verhältnisse findet man aber nur in den Tälern südlich der Kette Peters des Großen. Im Chingobtal reifen Äpfel noch in einer Höhe von 2650 *m*, Aprikosen bis zirka 2400 *m*, während letztere im Surchobtal in 2100 *m* nicht mehr reif werden. Als Daten der Aprikosenreife notierte ich: Dagana (Mittelbuchara) 752 *m* am 17. Juni, Obi Garm 1393 *m* am 1. August, Kanischbek 1714 *m* am 15. August, Kalai Lodschirk 2205 *m* am 5. September. Auch in den geschütztesten Gebieten der Hissarischen Kette kommen Nußbäume oberhalb 2000 *m* nicht vor, während sie im Wantschtal bis 2300 *m* gehen.

Baumgrenze.

Baumwuchs ist in den Gebirgen des Alai-Pamirsystemes im allgemeinen an künstliche Bewässerung gebunden. Obstgärten, die ausgedehnten Pappelbestände, die mächtigen Ulmen (Karagatsch) und

Platanen, die Maulbeer- und Nußbäume finden sich nur in den Oasen, unter Bedingungen, die den tatsächlichen klimatischen Verhältnissen nicht ganz entsprechen.

In den Gebirgstälern wird frei wachsender Wald nur durch kleine Bestände einer Wacholderart (Juniperus pseudosabina) gebildet. Auch eine Weide (Salix oxycarpa?) findet sich oft in etwas umfangreicheren Beständen. In den niederschlagsreicheren Tälern der Hissarischen Kette ist hohes Buschdickicht nicht selten, viel häufiger als in den zentralen Tälern. In letzteren gibt es jedoch an einigen Stellen (besonders in den Quelltälern des Chingob, nördlich. Sagrantal) richtige Wäldchen aus Juniperus. In Strauchentwicklung ist letzterer weit verbreitet und bezeichnet, als Baum oder Strauch, überall die obere Baumgrenze.

In der Hissarischen Kette geht Juniperus als Baum bis zirka 2600 *m*, als Strauch bis 3100 *m*; in der Kette Peters des Großen als Baum bis 3000 *m*, als Strauch bis zirka 3800 *m*; die erwähnte Weidenart geht als verkrüppeltes Bäumchen ebenfalls bis 3000 *m*, als Strauch bis zirka 3600 *m*. Als obere Grenze des Baumwuchses kann man für das ganze Gebiet zirka 3000 *m* annehmen. In dieser Höhe geben die vier Monate Juni bis September eine mittlere Temperatur von 10·8°, bei einem Jahresmittel von 1·4°. Die Erfahrung von H. Meyer, daß die Waldgrenzlinie überall dort liegt, wo innerhalb der vier für die Vegetation hauptsächlich in Betracht kommenden Monate eine Durchschnittstemperatur von 10° herrscht, bestätigt sich also auch hier.

Auf der Hochsteppe gibt es nur kümmerliche Exemplare der erwähnten Weide. Die Hochsteppe ist absolut baumlos, obwohl in Pamirski Post (3640 *m*) die Temperaturbedingungen für Baumwuchs an sich günstiger wären als im Gebirge bei 3000 *m* (Juni bis September 11·5°). Möglicherweise ist die Baumlosigkeit der Hochsteppe dem Mangel an Niederschlägen, beziehungsweise dem Mangel einer schützenden Schneedecke im Winter zuzuschreiben, vielleicht auch den starken Winden.

In diesem Zusammenhange ist eine Betrachtung der Verhältnisse auf der Tuptscheker Hochfläche 3150 *m* lehrreich. Auch diese ausgedehnte, von Bergkirgisen beweidete Fläche ist trotz ihrer niedrigen Lage absolut baum- und strauchlos. In die Hochfläche selbst sind die Täler eingeschnitten, welche die nördlichen Gletscher der Kette Peters des Großen entwässern. Sobald man nun die Hochfläche verläßt und diese Täler betritt, sieht man sofort eine überraschend reiche Strauchvegetation vor sich, in nächster Nähe der Steppe und gleicher Höhe.

Man gewinnt den Eindruck, daß die Baum- und Strauchlosigkeit sich auf die Gebiete beschränkt, die von Kirgisen beweidet werden. Letztere gelten in ganz Asien als Waldzerstörer. Die Möglichkeit, daß Gebiete wie die Tuptscheker Hochfläche erst durch das Eindringen des Kirgisen baum-, beziehungsweise strauchlos geworden sind, ist nicht von vornherein abzulehnen. In allen schwieriger zugänglichen Bezirken, wo Kameele nicht mehr hinkommen und der Sommerbetrieb der Tadschicken beginnt, hat sich die Strauchvegetation erhalten. Im Gegensatz zu den Kirgisen schonen die Bergtadschiken den Holzbestand ihrer Weidegebiete auf das äußerste und nur dieser Schonung ist der Bestand kleiner Juniperuswälder in einigen wenigen Talgründen zu danken.

Immerhin sieht man Anzeichen, daß diese Juniperuswälder auch ohne menschlichen Eingriff sich im Absterbestadium befinden. Der Wald im Sagrantal bedeckt eine Talstufe von zirka 100 *m* Höhe (2800 *m* bis 2900), stirbt aber an seinem oberen Rande ab. Rickmers[1] hat im Garmotale, neben dem Riesengletscher dieses Tales, abgestorbene, mächtige Stämme bei 3600 *m* gefunden, in einer Höhe, in der heute Juniperus nur als niedriger Strauch vorkommt. Diese überaus seltenen, sterbenden Wälder stellen offenbar die letzten Reste eines einst viel ausgedehnteren Waldbestandes dar. Auf keinen Fall aber wird das, was der Mensch zerstört, in diesem Gebiete durch die Natur selbst wieder ersetzt; wie rasch unter solchen Verhältnissen weite Gebiete dauernd baumlos werden können, zeigen ja die Karstgebiete und viele Striche in den Südalpen deutlich. Es liegt aber keine Nötigung vor, eine Änderung des Klimas in einer Richtung auch noch in der Gegenwart anzunehmen.

Höhe der Firnlinie.

Die Bestimmung der Firnlinie wurde im allgemeinen nach der Höhenlage kleiner Firnfelder bei möglichst geringer orographischer Begünstigung vorgenommen. Das Ende vieler großer Gletscher steht in gar keiner Beziehung zur heutigen Höhenlage der Firnlinie, da die tiefsten Zungengebiete in vielen Fällen totes, von früheren Gletschervorstößen stammendes Eis enthalten, das durch dicken Schuttbelag konserviert ist und nur sehr langsam abschmilzt.

Hissarische Kette.

Im Gebiete des Passes Sangardak (Langari mardan 3450 *m*) bestiegen wir im Juni Gipfel von 3800 bis 3900 *m* Höhe; mächtige Schneefelder in flacher Lagerung zwischen 3400 und 3700 *m* scheinen dauernd zu sein. Daß die Firnlinie in dieser am weitesten nach Westen vorgeschobenen Hochgebirgskette des Alai-Pamir sehr tief liegt, beweisen die perennierenden Schneefelder, die wir im Oktober auch auf den Hochpässen Schuturgardan und Laudan in 3500 *m* bei ebener Lagerung, in 3400 *m* in nordseitiger Exposition passierten. Während des Aufstieges zu dem erstgenannten Paß von Süden sieht man einen prachtvoll entwickelten, sehr steilen Lawinengletscher am Fuß hoher Felswände, zwischen 2900 und 3600 *m*, in ausgesprochener Nordlage. Man muß die Firnlinie in der Hissarischen Kette, einem verhältnismäßig niederschlagsreichen Gebiete, in rund 3500 *m* ansetzen; mittlere Jahrestemperatur zirka — 1·0°, Sommertemperatur zirka 8°. Die hohe Sommertemperatur an der Firnlinie spricht für sehr ergiebige Schneefälle im Winter, was mit den Angaben der Einheimischen übereinstimmt.

Westliche Kette Peters des Großen (Sagunaki-Sarikaudalgruppe).

Diese Kette erstreckt sich von der Mündung des Chingob in den Surchob ostwärts bis zur Hochfläche von Tuptschek. Kleine, lawinenernährte Gletscher liegen im Nordgehänge des Sarikaudal und Sagunaki zwischen 2900 und zirka 3600 *m*; totes Eis unterhalb Sagunaki bei 2700 *m*. Einwandfreie Resultate geben die nachstehenden Beobachtungen, wobei ich die Exposition in Klammern beifüge: Gipfel Tschapdara, Gehängefirn in 3650 *m* (ENE); 3 Firnfelder im Gehänge des Gipfels Kamtsch 3600 bis 3800 *m* (N); Lioli Charwigletscher 3100 bis 3900 *m* (NW); Safidobgletscher 3200 bis 4000 *m* (NW); Firnfelder in der Westflanke des Gipfels Kamtsch 4000 *m* (horizontal); Gletscher Schurak 3200 bis 3900 *m* (N); Sagunakipaß, Firnfeld 3700 bis 4100 *m* (SE) und Firnfeld 3800 bis 4000 *m* (NW); Gipfel Kritschitschibek, kleiner Gletscher 3500 bis 3900 *m* (NE); Gipfel Akertschau, Gehängefirn 4000 *m* (ENE), dauernde Schneeflecken 4250 *m* (S).

In dieser Kette selbst findet eine merkliche Hebung der Firnlinie gegen Osten hin statt, die für Nordexposition 200 bis 300 *m* beträgt. Für horizontale Lage kann man die Firnlinie bei 4000 *m*, auf der Südseite bei 4200 *m*, Nordseite 3800 *m* annehmen. Der mittleren Höhenlage entspricht eine Jahrestemperatur von — 3·6°, eine Sommertemperatur von zirka 6°. Gegenüber der Hissarischen Kette liegt die Firnlinie um rund 500 *m* höher.

Östliche Kette Peters des Großen; (Seltau, Periochtau).

Erstreckt sich von der Tuptscheker Hochfläche ostwärts bis zumWestrand der Hochsteppe; zahlreiche große Talgletscher. — Nordseite: Drei kleine Gletscher der Atschikgipfel 4000—4400 *m* (N); Gletscher im Atschiktal 3950—4400 *m* (NW); Kargletscher unter Atschikkopf 3970—4450 *m* (N); im Sagrantal: Kargletscher unter Sagranpaß 4100—4400 *m* (W); nördlich. Seitengletscher des Gletschers Schinibini 4400—5500 *m* (S); südlich. Seitengletscher 4000—5000 *m* (N); Gehängefirn am Gipfel zwischen Sagranpaß und Gandogletscher 4100—4700 *m* (NE).

Südseite: Gletscher Piriach 3400—4200 *m* (SW); Schaklisugipfel 4000—4300 *m* (S); Paß Gardanikaftar, Firnfeld 3500—3700 (SE); Gletscher Wereschgai 3300—4200 *m* (W); Gehängefirn im Wereschgaital 3700—4000 *m* (N); Wangudgletscher 3500—4000 *m* (S); Kargletscher am Kuhi Wangud 4000—4350 *m* (SW).

Im Ostflügel der Kette Peters des Großen sind die Verhältnisse kompliziert, weil westlich des Sagranpasses zwei fast gleich hohe Parallelketten einander gegenüberstehen. Von größerer Bedeutung ist der Umstand, daß das Gebirge, das der Kette Peters des Großen im Süden vorgelagert ist, im Westen sehr niedrig, im Osten (Masarische Alpen) sehr hoch ist. Da die meisten Niederschläge durch Südwestwind geliefert werden, finden wir, daß auf der Südseite der Kette Peters des Großen

die Firnlinie niedriger liegt als auf der Nordseite, wobei besonders im Gebiete des Passes Gardani Kaftar, im Wereschgaital und im Gebiete der Piriachgipfel, die nicht durch vorgelagertes hohes Gebirge geschützt sind, eine auffällig niedrige Lage der Firnlinie — 3800 *m* — beobachtet wird. Talaufwärts im Chingobtale rückt dann unter dem Einflusse der vorgelagerten, rasch in die Höhe wachsenden Gebirgsketten die Firnlinie auch auf der Südseite rasch in die Höhe — im Gebiete des Wangudgletschers bis 4100 *m* (S).

Auf der Nordseite liegt die Firnlinie durchwegs höher: Atschikgruppe 4200 *m* (N); Sagrantal 4400—4500 *m* (N), 4900 *m* (S); im Sagrantal, wo man durchaus auf der Leeseite des Gebirges, im Schutze des Hauptkammes selbst sich befindet, liegt die Firnlinie südseitig wieder höher als nordseitig.

Im Mittel beider Expositionen ergibt sich für die Umgebung des Passes Gardanikaftar die Firnlinie bei zirka 4000 *m*, im Sagrantal bei zirka 4600—4700 *m* — eine erstaunlich starke Hebung der Firnlinie auf kurze Distanz, bewirkt durch die infolge spezieller orographischer Verhältnisse bedingte Niederschlagsabnahme gegen Osten hin. Die hohe Sommertemperatur des Hochsteppengebietes hat mit dieser bedeutenden Hebung der Firnlinie nichts zu tun. Aber da jenseits der Randgebirge die Niederschläge noch spärlicher und die Sommertemperatur unverhältnismäßig viel höher ist, ist zu erwarten, daß die Firnlinie im Gebiete der Hochsteppe selbst kaum niedriger als in zirka 5200 *m* anzusetzen ist.

Der Firnlinie im Sagrantal, 4700 *m* zirka, entspricht eine mittlere Jahrestemperatur von zirka —7° und eine Sommertemperatur von zirka 1°, während für die Firnlinie in der Umgebung des Gardanikaftar die entsprechenden Zahlen —3·5° und 6° sind. Je reichlicher der Schneefall, um so niedriger die Firnlinie, um so höher die Sommertemperatur an der Firnlinie.

Auf der Hochsteppe, bei noch geringeren Niederschlägen, muß die Sommertemperatur an der Firnlinie noch niedriger gefunden werden. Die 0°-Isotherme liegt im Mittel der Monate Juni—August in einer Höhe von zirka 5100 *m*, während die Firnlinie mindestens bei 5200 *m*, wahrscheinlich aber noch höher angenommen werden muß; hier liegt die Sommertemperatur an der Firnlinie sicher unter 0°.

In der Darwaserkette, südlich des Chingobtales, geht die Hebung der Firnlinie gegen Osten nicht so rasch vor sich. Im Westen, im Gebiete des Laurgletschers und des Passes Wischarwi, liegt die Firnlinie bei 4000 *m* (3900 *m* S, 4200 *m* N, dem Gebiete um den Gardanikaftar unter ähnlichen Bedingungen entsprechend); im Osten, im Gebiete des Passes Akbai Sitargi, liegt die Firnlinie bei 4300 *m* (4100 *m* N, 4500 *m* S); die tiefe Lage der Firnlinie gegenüber dem Sagrantal erklärt sich damit, daß es ja gerade die Darwaserkette (Masarische Alpen) ist, die der östlichen Kette Peters des Großen den Niederschlag wegfängt.

Es ergibt sich somit, daß in den Gebirgen des Alai-Pamirsystems von der hissarischen Kette im Westen bis zu den Gebirgen am westlichen Pamirrand die Firnlinie von 3500 bis 4700 *m* sich hebt und daß dabei die Sommertemperatur an der Firnlinie ungefähr von 8° auf 1° sinkt.

Von allen betrachteten klimatischen Höhenlinien erfährt die Firnlinie die stärkste Hebung von Westen gegen Osten; vielleicht äußert sich gerade hier die Abnahme der Niederschläge gegen Osten besonders stark, weil diese Höhengrenze durch künstliche Bewässerung etc. gar nicht beeinflußt werden kann. Abnahme der Niederschläge und Zunahme der Temperatur wirken in gleicher Richtung und in vollem Betrage und ich bin auch der Meinung, daß die Firnlinie Änderungen in den klimatischen Bedingungen viel rascher folgt als etwa die Höhenlinie, die das Vorkommen des Juniperus als Baum nach oben begrenzt.[1]

---

[1] Unteres Ende der Gletscher. Westliche Kette Peters des Großen: Gletscher Safidob 3200 *m*, Lioli Charwi 3100 *m*, Schurak 3200 *m* (totes Eis beginnt bei 2800 *m*). Östliche Kette Peters des Großen: Gletscher im Atschiktal 3950 *m*, Arpalik-Sildigletscher (Gletscher des Ochanin) 3150 *m*, Gletscher Peters des Großen (Baisirek) 3050 *m*, Wursgletscher im Sagrantal 2880 *m*, Brücknergletscher (nördliches Sagrantal) 2980 *m*, totes Eis bis zirka 3400 *m*; Schinibinigletscher 3350 *m*; Piriachgletscher 3390 *m*; Wangudgletscher 3450 *m*; Garmogletscher 2950 *m*; Badrutgletscher (Darwaserkette) 2830 *m*. Die großen Talgletscher reichen bis zirka 2900 *m* herab. (Der Serafschangletscher, nördlicher gelegen, endigt in 2750 *m* Höhe.) Der Anteil toten Eises an der heutigen Ausdehnung der großen Talgletscher ist schwer abzuschätzen; den heutigen Ernährungsverhält-

Grenze von	Hissarische Kette	Zentrale Täler
	m	
Ständige Siedelung	2000	2900
Almen	2500	3300
Gerste	2650	3100
Wein	1500	2000
Juniperus-Baum	2600	3000
Juniperus-Strauch	3100	3800
Firnlinie	3500	4200—4700

19. Bemerkungen über die heutige und vergangene Vergletscherung; die Austrocknung Turkestans.

Aus den Erörterungen über die Höhenlage der Firnlinie geht hervor, daß im Gebiete der eigentlichen Hochsteppen die Vergletscherung nur eine sehr geringe sein kann. Um so bedeutender ist die Vergletscherung der Randgebirge und der Ketten, die gegen Westen abzweigen. Von den zahlreichen Gletschern des Alai-Pamirsystems galt bisher der Serafschangletscher als der bedeutendste (Länge 25·6 *km*); er übertrifft den längsten Alpengletscher um ein geringes in der Länge, erreicht ihn aber in der Eisführung sicher nicht annähernd.

In der Kette Peters des Großen kommen nicht nur einige Gletscher dem Serafschangletscher gleich, sondern der Garmogletscher, der Ursprungsgletscher des Chingob, übertrifft ihn wahrscheinlich bedeutend. Wenn die Zehnwerstkarte in diesem Gebiete nicht sehr große Fehler aufweist, was wenig wahrscheinlich ist, da vier nach Länge und Breite vermessene Punkte in der Nähe des fraglichen Gebietes liegen, muß die Länge des Garmogletschers mindestens 35 *km* betragen. Mit 20—25 *km* muß auch die Totallänge der im Baisirek- und nördlichen Sagrantal liegenden Gletscher (Gletscher Peters des Großen und Brücknergletscher) veranschlagt werden, während der im südlichen Sagrantale liegende Finsterwaldergletscher 10—12 *km* lang sein dürfte.

Die Vergletscherung der Kette Peters des Großen, in der sich neben den genannten großen Talgletschern eine große Anzahl weniger großer, aber sehr interessanter Gletscher befindet, weist gegenüber den alpinen Verhältnissen Unterschiede auf, die in Kürze so weit besprochen werden als sie meteorologisch bemerkenswert sind.

Zustand der Gletscher; totes Eis.

Die Gletscher sind häufig länger als es den heutigen Ernährungsverhältnissen entspricht, das heißt, die tiefsten Partien des Zungengebietes führen Eis, das früheren Vorstößen entstammt und durch eine dicke Schuttdecke vor raschem Abschmelzen geschützt ist. In manchen Fällen ist dieses alte Gletschereis wirklich »tot«, das heißt ohne Bewegung. In aller Strenge gilt das nur für jene nicht häufigen Gletscher, in welchen die alten Eismassen durch eine eisfreie Zone von dem rezenten Zungenende getrennt sind, wie dies in besonders schöner Weise bei einem kleinen Gletscher unter den Nordwänden des Gipfels Sagunaki der Fall ist: Die alte Eismasse liegt flach unter Schutt; das heutige schuttfreie Zungenende liegt in steilem Gehänge. Der Zusammenhang

nissen der großen Talgletscher würde ein Zungenende in zirka 3300—3500 *m* Höhe entsprechen. — Da der westlichen Kette Peters des Großen Talgletscher fehlen, reichen trotz niedrigerer Firnlinie die Gletscher weniger tief herab als im Ostflügel der Kette.

zwischen altem Eis und rezentem Gletscher ist dort unterbrochen, wo das Gehänge steil wird, wo also auf dem alten Gletscher sich keine schützende Schuttdecke bilden konnte. Nach Hebung der Firnlinie wurden die untersten flach liegenden Eismassen durch den Schutt konserviert; wo kein Schutt lag, trennte Abschmelzung den Zusammenhang; das Zungenende des rezenten Gletschers entspricht den heute herrschenden klimatischen Bedingungen. Ähnlich, aber minder deutlich liegen die Verhältnisse im Schuraktal zwischen Kamtsch und Sagunaki; auch hier sind altes Eis und rezenter Gletscher bereits getrennt.

Eine derartige Trennung ist aber nicht Regel. Gerade bei den großen Talgletschern bilden altes Eis und rezenter Gletscher äußerlich einen einheitlichen Körper. Als »tot« kann man deshalb das alte Eis nur unter Vorbehalt bezeichnen, da es auf Bewegungsvorgänge innerhalb der rezenten Eismassen reagieren muß.

Unter Umständen kommt es zur vollständigen Reaktivierung des alten Eises, wie man besonders deutlich am Arpalikgletscher (Gletscher des Oschanin) sehen konnte. Durch Abbruch ungeheurer Massen Gehängeeises von der außerordentlich steilen und hohen Gletscherumrahmung ist ein Vorstoß des Gletschers bewirkt worden, dem auch das alte, von Schutt bedeckte Eis folgt. In ähnlicher Weise ist auch das »tote Eis« des Wursgletschers im Sagrantal reaktiviert worden und stößt vor. Benachbarte Gletscher, die unter normalen Ernährungsverhältnissen stehen, waren (1913) im Rückzug oder stationär. Der Vorstoß der zwei genannten Gletscher ist lokal, die lokalen Ursachen sind sichtbar und der Vorstoß dieser Gletscher ist nicht auf eine Zunahme der Niederschläge oder eine Abnahme der Temperatur zurückzuführen, sondern im Gegenteil auf einen beschleunigten Enteisungsvorgang höher gelegener Gebirgsgebiete.

Der Brücknergletscher, der Talgletscher des nördlichen Sagrantales, endigt in 2980 *m*; aber bis 3400 *m* bewegt man sich auf alten Eismassen. Der Gletscher macht einen durchaus schrumpfenden Eindruck; die Oberfläche sinkt im Gebiete des alten Eises gegen die Gletschermitte, deren Schuttbelag geringer ist, konkav ein. Der der heutigen Zufuhr entsprechende Gletscher würde in einer Höhe von 3400 *m* endigen; oberhalb dieser Höhe zeigt auch die Zunge eine wesentlich andere, vollere Oberfläche. Daß das Ende der rezenten Gletscher im Sagrantale bei 3400 *m* liegen sollte, beweist auch der Schinibinigletscher, der größte Seitengletscher des Brücknergletschers; er hat ein großes Firnfeld und seine steile Zunge ist ganz schuttfrei, so daß altes Eis sich nicht erhalten konnte. Er sollte tiefer reichen als der Brücknergletscher und das rezente Ende des letzteren liegt auch tatsächlich höher. Aber die toten Eismassen des Brücknergletschers, die bis 2980 *m* hinabreichen, stören das Bild; in 3350 *m* Höhe legt sich die rezente Zunge des Schinibinigletschers auf und neben das tote Eis im Haupttale. Der tote, schrumpfende Eiskörper des Brücknergletschers hat eine Länge von 7—8 *km* bei einer Hebung der Oberfläche um 400 *m*, wovon vielleicht die Hälfte auf die Hebung der Unterlage kommt. Sehr dick ist also der Eiskörper nicht mehr und eine weitere Erhöhung der Firnlinie könnte sehr leicht durch raschere Abschmelzung im schuttarmen, rezenten Zungengebiet den Zusammenhang lösen. Wie lange es dann bis zur vollständigen Abschmelzung des toten Eises unter der Schuttdecke dauern würde, darüber kann man nicht einmal Vermutungen äußern.

Diese alten Eismassen stellen ein Reservoir dar, in dem Niederschläge vergangener Jahrzehnte aufgespeichert sind. Durch die langsame Abschmelzung dieses toten Eises fällt die Wasserführung der Bäche und Flüsse größer aus als dem heutigen Niederschlage und dem Abschmelzen der rezenten Gletscher allein entspricht. Gletscherbäche und -flüsse, die Lebensnerven des Landes, verbrauchen diese Ersparnisse früherer Zeiten, ohne daß die Gegenwart Ersatz schafft. Die künstliche Bewässerung des Landes kann mehr Wasser verbrauchen als ihr die heutigen Niederschläge allein liefern können und durch die völlige Abschmelzung des toten Eises wird ein gewisser, wenn auch nicht bedeutender Ausfall entstehen. Erst der nächste große Gletschervorstoß wird die Sparbüchsen wieder füllen. — Wir werden diese Betrachtung bei Erörterung der eiszeitlichen Vergletscherung fortführen.

Gletscher ohne Firnbecken.

Dieser Gletschertypus, in den Alpen nicht häufig und auf sehr kleine Gletscher beschränkt, ist in Ostbuchara sehr häufig und selbst durch große Talgletscher vertreten. Der Finsterwaldergletscher

im südlichen Sagrantal gehört diesem Gletschertypus an; sein 10—12 *km* langer Eiskörper liegt gänzlich unterhalb der Firnlinie und besteht nur aus einer Gletscherzunge, die durch Bergschründe vom Nährgebiete, den steilen Firnhängen der Flanken, getrennt ist.

Während bei den alpinen Gletschern Firnbecken und Zunge ein zusammenhängendes Gebiet geregelter Bewegungen und Strömungen bilden, finden wir im Gletscher ohne Firnbecken regelmäßige Bewegung nur im Zungengebiet, während die Bewegung im Nährgebiete — laterale Hängegletscher, Lawinenhänge — nicht nur jede Regelmäßigkeit, sondern auch jeden direkten Zusammenhang mit der Eisströmung im Zungengebiet vermissen läßt. Die Ernährung erfolgt durch Schneelawinen im Winter und Frühling, durch Eislawinen in jeder Jahreszeit. Der direkte Niederschlag auf den Gletscher ist von keiner Bedeutung.

Man kann diese beckenlosen Gletscher mit regenerierten Zungen alpiner Gletscher vergleichen, mit dem Unterschied, daß die Materialzufuhr in das Regenerationsgebiet nicht nur in der Strömungsrichtung, sondern auch lateral vor sich geht. Die ausschließlich in den Randgebieten vor sich gehende Zufuhr verursacht zum Teile die gegen die Gletschermitte einsinkende Oberfläche mancher turkestanischen Gletscherzunge,

Diesen Gletschertypus finden wir natürlich nur dort, wo oberhalb der Firnlinie genügend große Hohlformen fehlen und damit die Bedingung für Ausbildung regelmäßiger Nährgebiete. Der Gletscher ohne Firnbecken ist ein Produkt orographischer, nicht klimatischer Faktoren. Sind oberhalb der Firnlinie entsprechende Beckenformen vorhanden, entwickelt sich sofort der rein alpine Gletschertypus. Sehr häufig sind natürlich auch Gletscher, bei welchen zu einer sehr langen Zunge ein unverhältnismäßig kleines Firnbecken gehört (Brücknergletscher, Gletscher Peters des Großen).

Fehlt vielen Gletschern auch das Firnbecken, so darf man den im Sommer ganz schneefrei werdenden Gletscher doch nicht durchwegs als Zehrgebiet auffassen. Soweit laterale Firnhänge und Hängegletscher ihre Abbruchmassen zum Talgletscher regenerieren, ist das Nährgebiet zu erstrecken. Hier wird trotz des zungenartigen Aussehens des Gletschers mehr Material zugeführt als abgeschmolzen. Hier müßten sich die Abbruchmassen immer höher häufen, wenn sie nicht in tiefere Gebiete geringerer Zufuhr und stärkerer Abschmelzung vordringen könnten. Aber nicht die Firnlinie ist es, die bei derartigen Gletschern Nähr- und Zehrgebiet voneinander trennt. Es empfiehlt sich deshalb, den Ausdruck Nährgebiet bei diesen Gletschern nur auf die lateralen Hänge zu beschränken, die den Gletscher zwar ernähren, ohne zum einheitlichen Gletscherkörper zu gehören. Der oberste Teil des Gletschers, in dem die Abbruchmassen sich sammeln, wird am besten als Regenerationsgebiet bezeichnet.

Versucht man, der Anleitung Finsterwalders folgend, für den Gletscher ohne Firnbecken das System der Stromlinien zu skizzieren, so sieht man sofort, daß das Regenerationsgebiet in seinen Bewegungsverhältnissen mit dem Firnbecken gewöhnlicher Gletscher in Parallele zu setzen ist. Hier finden wir Konvergenz der Stromlinien und hier führen sie von der Oberfläche in das Innere des Gletschers. Hier sinkt auch das von den Hängen abstürzende Felsmaterial in das Innere des Gletschers, so daß das Regenerationsgebiet oberflächlich im großen und ganzen schuttfrei ist. Dort hingegen, wo seitliche Zufuhr nicht mehr eintritt oder kleiner als die Abschmelzung ist, beginnt das Gebiet der eigentlichen Gletscherzunge; die Stromlinien und mit ihnen der Schutt treten an die Oberfläche. Nur durch den Mangel eines Schuttbelages unterscheidet sich äußerlich das Regenerationsgebiet von der Zunge. Außerordentlich bemerkenswert ist dabei, wie klein meistens das Regenerationsgebiet gegenüber dem Zungengebiet ist. In den beiden Gletschertälern, die sich nördlich des Pik Severzoff zum Borolmasgletscher (Kosch sai) vereinigen, dürfte das schuttfreie Regenerationsgebiet noch nicht ein Zehntel des Zungengebietes (totes Eis allerdings mit inbegriffen) betragen; ersteres hat eben mit der Ernährung des Gletschers selbst gar nichts zu tun, sondern stellt nur jenes Gebiet dar, in dem die ungeordnete, diskontinuierliche Bewegung der Schnee- und Eismassen im eigentlichen Nährgebiete — den Hängen rings um den Gletscher — in die geordnete, kontinuierliche Bewegung des Zungengebietes umgewandelt wird. Die Gletscher dieser Art setzen sich also aus drei Teilen zusammen.

1. Nährgebiet: vom einheitlichen Gletscherkörper durch Randklüfte oder eisfreies Gehänge getrennt; Hängegletscher, Eis- und Schneehänge. 2. Regenerationsgebiet: oft, aber nicht immer unter der Firnlinie. 3. Zunge, deren Länge natürlich von der Massenzufuhr im Regenerationsgebiet, von der Ausdehnung des Nährgebietes, von der Neigung der Unterlage etc. abhängt.

Generelle Unterschiede gegenüber normalen Alpengletschern ergeben sich nicht und vom absolut firnbeckenlosen Talgletscher des südlichen Sagrantales bis zum typischen Alpengletscher finden sich alle Übergänge. Bedenkt man aber, daß in Ostbuchara der Zunge oft noch altes, totes Eis, das von früheren Vorstößen stammt, vorgelagert ist, so wird man begreifen, daß rein äußerlich der Unterschied gegenüber dem alpinen Typus sehr beträchtlich werden kann. Dem Inlandeis, mit einem ungeheuer ausgedehnten Sammelbecken bei relativ schwacher Zungenentwicklung, steht als anderes Extrem der Gletscher ohne Firnbecken, der nur Absturzmassen regeneriert, gegenüber.

Auf die außerordentlich bedeutende Schuttbildung fast aller Gletscher wurde bereits hingewiesen; sie ist bei der Höhe, Steilheit und Zerklüftung des Gebirges leicht erklärlich und wird durch den Umstand, daß große Gebiete der Kette Peters des Großen aus den leicht zerstörbaren Ablagerungen der Kreide bestehen, stellenweise außerordentlich gesteigert.

Wie groß die Schuttablagerungen selbst relativ kleiner sekundärer Gletscher in diesem Gebiete sind, beobachtet man am besten auf der Hochfläche von Tuptschek. Der Atschik-, Borolmas- und Kisilsugletscher erreichen heute die Hochfläche nicht mehr. Früher — aber erst lange nach der Eiszeit — haben diese Gletscher Moränen von ungeheurer Mächtigkeit und eigenartigen Charakters auf der Hochfläche abgelagert. Bei dem Austritt der Gletscher aus ihren engen Tälern haben sie sich in der Art der Vorlandvergletscherung ausgebreitet und abschmelzend ihr Schuttmaterial abgelagert. Diese enormen Schuttmassen verdanken allerdings einer großen Serie postglazialer Vorstöße ihre Ablagerung. Aber es handelt sich dabei nur um kleine Gletscher und um nicht sehr weite Vorstöße, so daß die Ausdehnung und Höhe dieser Moränen trotz alledem verblüffend ist. Bereits weitab von heute noch existierenden Gletschern, aber noch lange nicht bis zur großen Eiszeit zurück führt uns die prachtvolle Moränenlandschaft im Vereinigungsgebiete des Muksu mit dem Surchob (Kisilsu). Es ist ein verhältnismäßig kleines Seitental des Kisilsu im Transalai, dessen Vergletscherung diese postglaziale Moränenlandschaft geschaffen hat. Man gewinnt den Eindruck, daß auch lange nach der Eiszeit in diesen Gebirgen Perioden mächtiger und tiefreichender Vergletscherung eingetreten sind.

Bemerkungen über die Eiszeit und die Austrocknung Turkestans.

An einer starken eiszeitlichen Vergletscherung des Gesamtgebietes kann nach den Beobachtungen Dr. Klebelsbergs nicht gezweifelt werden. Bezüglich der Nachweise im einzelnen muß ich auf die Beobachtungsergebnisse meines Freundes und Reisegenossen Klebelsberg verweisen.

Man hat allen Grund anzunehmen, daß die glaziale Depression der Firnlinie unter ihre heutige Höhe 1200—1500 *m* betragen hat. Für alle Diskussionen, die das postglaziale Klima Turkestans betreffen, scheint mir von ausschlaggebender Bedeutung die Frage zu sein, ob die ausgedehnten Hochsteppengebiete während der Eiszeit unterhalb oder oberhalb der glazialen Firnlinie gelegen sind.[1] Lag die Firnlinie höher als die Hochsteppe, so endeten auf letzterer die Gletscher der Rand- und Innengebirge; lag die Firnlinie hingegen niedriger, so war die Hochsteppe von einem mächtigen Inlandeis bedeckt.

Heute liegt die Firnlinie im Gebiete der Hochsteppe in einer Höhe von zirka 5200 *m*. Da die mittlere Höhe der verschiedenen Steppenbecken zirka 4000 *m* betragen dürfte, während die Innenketten der Hochsteppe beträchtlich höher sind, lag die Hochsteppe höchstwahrscheinlich nicht nur während der Eiszeit

[1] Ich mache dabei die nicht ganz sichere, aber nicht wesentliche Annahme, daß die heutige Hochsteppe während der Eiszeit ein ähnliches Relief hatte wie heute. Wenn aber, wie zum Beispiel Olufsen meint, der Hochsteppencharakter tatsächlich erst durch Auffüllung der ursprünglich tief eingeschnittenen Pamirtäler durch ungeheure Schuttmassen zustande gekommen ist, so ist die Möglichkeit vorhanden, daß gerade die Eiszeit diese Ausfüllung bewirkt und damit den im Schutt ertrunkenen Tälern erst das Gepräge von Hochsteppentälern gegeben hat. Auch an der Bildung der Hochfläche von Tuptschek und der Schuttausfüllung vieler Täler (Oberes Chingobtal, Wantschtal) haben die Gletscher wohl erheblich mitgewirkt.

oberhalb der Firnlinie, sondern auch während jener postglazialen Gletscherperiode, welche die erwähnte Endmoränenlandschaft bei der Einmündung des Muksu in den Surchob hinterlassen hat. Für ein mächtiges Inlandeis spricht auch der Umstand, daß die Glazialreste im Muksu-Surchobtale, das mit dem Hochsteppeninlandeis in Verbindung gewesen ist, weitaus bedeutender sind als jene im Chingob- und Wantschtal, die gegen die Hochsteppe vollkommen abgeriegelt sind.

Eine starke Vereisung der Hochsteppe kann nur durch eine bedeutende Zunahme der Niederschläge bewirkt worden sein; eine Erniedrigung der Temperatur allein dürfte für die Hochsteppe ganz wirkungslos bleiben. Auf der Außenseite der Randgebirge (Sagrantal etc.) liegt heute die Firnlinie um 1200 *m* höher als in der Hissarischen Kette, obwohl die mittlere Jahres- und Sommertemperatur an der Firnlinie um zirka 6° niedriger ist. Es fehlt den zentralen Gebirgsteilen nur an reichlicherem Winter- und Frühlingsniederschlag. Eine eiszeitliche Depression der Firnlinie um 1200 *m* ist nicht sehr groß, wenn wir bedenken, daß heute in diesem Gebirge die Firnlinie auf kurze Distanz um einen gleichen Betrag sich hebt.

Ganz sicher scheint zu sein, daß glaziale Eisströme des Gebirges nirgends weit in die Niederung, in die Gebirgsrandzone hinausgegriffen haben.[1] Unter den atmosphärischen Bedingungen, die das Gebirge samt der Hochsteppe unter Eis gesetzt haben, ist die eisfreie Niederung sicher zusammenhängendes Kulturland gewesen, das sich nicht nur über die heutige Gebirgsrandzone, sondern auch über einen großen Teil der Wüsten und Steppen erstreckt haben dürfte. Das Ende der Eiszeiten haben wir uns durch Abnahme der Niederschläge und der Bewölkung vorzustellen, die ihrerseits eine Zunahme der Temperatur brachte — Vorgänge, die in ihrem Verlaufe die Verwüstung des Landes zur Folge haben mußten.

Wenn wir nun an die langsame Abschmelzung der Eismassen ganz kleiner Gletschervorstöße denken, so ergibt sich eine Überlegung, die in direktem Zusammenhang mit dem Problem der Austrocknung Turkestans steht. Lange Zeit, nachdem die klimatischen Bedingungen der letzten größeren Vereisung verschwunden waren, standen noch die eiszeitlichen Eismassen für die Wasserversorgung zur Verfügung und führten durch die langsame Abschmelzung sicher durch außerordentlich lange Zeiträume der Niederung viel mehr Wasser zu als den Niederschlägen entsprach. Es trat in gewaltigstem Maßstabe das ein, was in sehr kleinem Maßstabe das alte Eis und die toten Gletscherzungen noch heute bewirken: daß mehr Wasser abgeführt wurde als die Niederschläge ersetzen konnten.

Unter der höchst bescheidenen Voraussetzung, daß das gesamte gegenwärtige tote Eis von einem Vorstoß in der Mitte des vorigen Jahrhunderts stammt, finden wir, daß infolge des Schuttbelages noch viele Jahrzehnte — sieben sind nach unserer Annahme bereits vergangen und dabei ist sicher noch nicht die Hälfte des alten Eises geschmolzen! — vergehen müssen, ehe die Eismassen eines höchst geringfügigen Gletschervorstoßes gänzlich aufgebraucht sind. Erinnert man sich dabei an die Tatsache, daß auf der Hochsteppe tatsächlich »fossiles« Eis gefunden wurde, so kommt man zu dem Schlusse, daß bei der jedenfalls äußerst soliden Schuttdecke der eiszeitlichen Hochsteppengletscher außerordentlich lange Zeit bis zur gänzlichen Abschmelzung vergangen sein muß. Wie die früher erwähnten Moränenbefunde beweisen, ist der Enteisungsprozeß in postglazialer Zeit wiederholt durch starke Vorstöße unterbrochen und verlangsamt worden.

War also das Ende der großen Vergletscherung im allgemeinen mit einer Abnahme der Niederschläge und einer Zunahme der Temperatur verbunden, so wurde für die Niederung die Verminderung der Niederschläge zunächst durch das Schmelzwasser der im Gebirge und auf der Hochsteppe liegenden Eismassen kompensiert, wobei natürlich die Bodenbewirtschaftung im Laufe der Zeit immer mehr zur Ausgestaltung der künstlichen Bewässerung gedrängt wurde. Aber gerade die Zeit, in der in der Niederung selbst sich das feuchtkühle Glazialklima in trockenes, warmes Kontinentalklima umgewandelt hat, hat bei der reichlichen Schmelzwasserzufuhr aus dem Gebirge für die Niederung vielleicht die höchste Blüte bodenkultureller Entwicklung gebracht, ein Vorgang, der sich ja leicht in viele Einzelheiten verfolgen ließe.[2]

---

[1] Erratische Blöcke bei Maulia-dschar 850 *m* sind bisher das einzige Zeichen, daß wenigstens die steilen, kurzen, glazialen Gletscher auf der Südseite der Hissarischen Kette bis in die mittelbucharische Ebene hinabgereicht haben.

[1] Es handelt sich bei diesen Ausführungen natürlich nur um die klimatische Möglichkeit einer solchen Entwicklung; ob letztere tatsächlich stattgefunden hat, ist eine Frage, bei deren Erörterung die Meinung des Meteorologen nicht sehr ins Gewicht fällt

Ein kritischer Zeitpunkt in der Wasserversorgung der Niederung durch die glazialen Reservoirs muß eingetreten sein, als das Inlandeis der Hochsteppengebiete aufgezehrt, das bei weitem ergiebigste Sparreservoir erschöpft war. In dieser Periode muß die Wasserzufuhr rapid gesunken sein und eine Austrocknung der Niederung begonnen haben, ohne daß die Niederschlagsmengen selbst wesentlich geringer geworden wären. Eine Verminderung der letzteren muß man als Ursache des Erlöschens der Eiszeit annehmen; während der später vor sich gehenden Prozesse bis heute kann die Niederschlagsmenge konstant geblieben sein, ohne daß dadurch die Austrocknung, die Verwüstung der Oasen verhindert worden wäre.

Ohne die Existenz des Inlandeises hätte der Austrocknungsprozeß in der Niederung früher begonnen, wäre aber kontinuierlich vor sich gegangen. Das abschmelzende Inlandeis aber hat bis zu seiner gänzlichen Aufzehrung sehr reichlich Wasser der Niederung zukommen lassen, während nach der über weite Strecken gleichzeitig erfolgten Abschmelzung die Wasserführung der Flüsse plötzlich sinken mußte, was für die Niederung von katastrophalen Folgen gewesen sein muß.

Wenn wir von der Austrocknung Turkestans sprechen, haben wir drei Perioden zu unterscheiden: 1. Periode: Niederschläge werden aus unbekannten Ursachen geringer, Temperaturen höher; Ende der Eiszeit. 2. Periode: Die glazialen Eismassen schmelzen ab und kompensieren für die Niederung die bereits früher erfolgte Verminderung der Niederschläge durch erhöhte Wasserzufuhr. 3. Periode: Die glazialen Eismassen sind abgeschmolzen, die Niederung trocknet aus, die Wasserzufuhr zur Niederung entspricht nur mehr den gleichzeitigen Niederschlägen. — Die Abnahme der Niederschläge in Periode 1 kommt in der Niederung gewissermaßen erst in Periode 3 vollkommen zur Wirkung. Eine abschmelzende Inlandeismasse im Hochsteppengebiet bedingt in der Niederung einen katastrophal raschen Übergang von Periode 2 zu Periode 3.

Selbst wenn wir tausendjährige Niederschlagsmessungen aus Turkestan hätten und in diesem Zeiträume keine Abnahme der Niederschlagsmenge finden könnten, könnte trotzdem dieser Zeitraum für die Niederung eine Periode fortschreitender Austrocknung gewesen sein, von gelegentlichen Schwankungen natürlich abgesehen.

Ob dieser Austrocknungsprozeß abgeschlossen ist oder nicht, ist insofern eine müßige Frage, als niemand über das künftige Klima eine wahrscheinliche Aussage machen kann. Ob die Firnlinie in diesen Gebieten in den nächsten Jahrhunderten sich senken oder noch weiter heben wird, weiß niemand. Soweit der Austrocknungsprozeß durch das völlige Wegschmelzen der eiszeitlichen Massen bedingt war, ist er jedenfalls als abgeschlossen zu betrachten, es sei denn, man betrachte die heutige Vergletscherung auch noch als Eiszeitrest. Solange wir im Gebirge noch altes Eis früherer Vorstöße finden, kann die Wasserzufuhr in die Niederung auch ohne Abnahme der Niederschläge noch sinken Da aber im Verhältnis zur Gesamtvergletscherung die Masse alten Eises heute sehr geringfügig ist, würde ihr gänzliches Wegschmelzen den Wasserhaushalt der Ebene praktisch wohl nicht mehr beeinflussen.

Diese Betrachtungen ins einzelne auszuführen, würde den Rahmen dieser Untersuchung weit überschreiten. Mir war es nur darum zu tun, zu zeigen, daß die Frage der eiszeitlichen Vergletscherung mit dem Problem der Austrocknung verknüpft werden kann und daß sich die Möglichkeit ergibt, eine Periode rapider, katastrophaler Austrocknung anzunehmen, ohne daß man an eine gleichzeitige rapide Verminderung der Niederschläge denken müßte.

Viel weitergehende Betrachtungen würden sich ergeben, wenn man für die Randgebirge Ostturkestans inklusive Tibet ebenfalls eine bedeutende eiszeitliche Vergletscherung annimmt, deren Schmelzwasser sich in der ostturkestanischen Niederung gesammelt hätten.

Graz, am 5. Juni 1919.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	151
1. Die Temperaturverhältnisse der Gebirge zwischen Syrdarja und Amudarja im allgemeinen	154
2. Vergleich von Pamirski Post mit der Hochfläche von Tuptschek	161
3. Jährlicher Temperaturgang	164
4. Tagesschwankung der Temperatur	165
5. Temperatur der Bodenoberfläche: Strahlungstemperaturen; Messungen der Wärmeausstrahlung	171
6. Temperaturextreme	176
7. Veränderlichkeit der Monatsmittel der Temperatur	178
8. Veränderlichkeit der Tagestemperatur	181
9. Temperaturabnahme mit der Höhe	184
10. Temperaturverhältnisse verschiedener Höhenzonen	191
11. Einfluß der Hochsteppe auf den Temperaturgang	195
12. Der jährliche und tägliche Gang des Luftdruckes; interdiurne Veränderlichkeit des Luftdruckes	206
13. Die barometrische Höhenmessung in zentralasiatischen Gebirgen	212
14. Dampfdruck und relative Feuchtigkeit	216
15. Bewölkung der Niederung, des Gebirges und der Hochsteppe; Staubnebel	224
16. Niederschlagsverhältnisse	231
17. Windverhältnisse	240
18. Klimatische Höhengrenzen	243
19. Bemerkungen über die heutige und vergangene Vergletscherung Turkestans; die Austrocknung Turkestans	249